



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

Análisis de la variabilidad estacional de clorofila, TSM y VVS en el sistema de afloramiento marino de Perú, observado simultáneamente a través de MODIS y TMI en el periodo 2003-2013

MONOGRAFÍA TÉCNICA

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Oliver VILCA CRUZ

ASESOR

Mg. Octavio FASHÉ RAYMUNDO

Lima, Perú

2021



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Vilca, O. (2021). *Análisis de la variabilidad estacional de clorofila, TSM y VVS en el sistema de afloramiento marino de Perú, observado simultáneamente a través de MODIS y TMI en el periodo 2003-2013*. [Monografía técnica de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Oliver Vilca Cruz
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	40867977
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0001-5594-5157
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Octavio Fashé Raymundo
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	10351868
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0002-6743-7800
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Lucas Arnaldo Alvarado Pinedo
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	08568231
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Jorge Martín Quispe Sánchez
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	25548660
Datos de investigación	
Línea de investigación	A.2.4.2. Oceanografía Física y Física de la Atmósfera
Grupo de investigación	No aplica.

Agencia de financiamiento	Sin financiamiento.
Ubicación geográfica de la investigación	Universidad Nacional Mayor de San Marcos Facultad de Ciencias Físicas 12°03'36.5"S 77°04'53.9"W de longitud y - 12.060126, -77.081642 de latitud.
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2020 - 2021
URL de disciplinas OCDE	5.07.01 -- Ciencias ambientales http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#5.07.0 1.05.04 – Geoquímica, Geofísica http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04 1.05.11 -- Oceanografía, Hidrología, Recursoshídricos http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.11



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE MONOGRAFÍA TÉCNICA EN LA MODALIDAD VIRTUAL PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 16:00 horas del lunes 06 de diciembre del 2021, en la Sala de Sesión Virtual de la Facultad de Ciencias Físicas, bajo la Presidencia del Mg. Lucas Arnaldo Alvarado Pinedo (Presidente), Mg. Jorge Martín Quispe Sánchez (Miembro), y el Mg. Octavio Fashé Raymundo (Asesor) se dio inicio a la Sesión Pública Virtual de Sustentación de Monografía Técnica para la obtención del Título Profesional de Licenciado en Física, mediante la Modalidad M3 - Por Suficiencia Profesional, del Bachiller:

OLIVER VILCA CRUZ

El Presidente del Jurado en primer lugar dio lectura al documento formal que designa al Jurado y aprueba el acto de sustentación de la Monografía Técnica, así como el Resumen del Expediente e invitó al citado Bachiller a realizar la presentación y exposición de su Monografía Técnica titulada:

“Análisis de la variabilidad estacional de clorofila, TSM y VVS en el sistema de afloramiento marino de Perú, observado simultáneamente a través de MODIS y TMI en el periodo 2003-2013”

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente del Jurado con el apoyo de la Unidad de Informática, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión Virtual, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Lucas Arnaldo Alvarado Pinedo invitó al candidato y al público en general a pasar a la Sala de Sesión Virtual, para dar lectura al Acta de Calificación, en cuyo contenido se ha registrado la nota obtenida por la bachiller, la misma que ha sido de:

16

dieciséis

.....
(NÚMERO)

.....
(LETRAS)

Habiendo concluido la Sustentación de la Monografía Técnica, el Presidente del Jurado, remitirá el Acta al Vicedecano Académico de la Facultad de Ciencias Físicas, quien la suscribirá dando fe de la realización del acto virtual de manera remota.



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

El Acta de Calificación será remitida al Director de la Escuela Profesional de Física quien a su vez solicitará la aprobación del Consejo de Facultad para el otorgamiento del Título Profesional de Licenciado en Física al Bachiller Oliver Vilca Cruz.

Siendo las 17:00 horas, se dio por concluido el acto académico, expidiéndose tres (03) Actas originales de la Sustentación de la Monografía Técnica.

Ciudad Universitaria, 06 de diciembre de 2021.

Mg. Lucas Arnaldo Alvarado Pinedo
PRESIDENTE

Mg. Jorge Martín Quispe Sánchez
MIEMBRO

Mg. Octavio Fashé Raymundo
ASESOR



Firmado digitalmente por LOZANO
BARTRA Whualkuer Enrique FAU
20148092282 soft
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 13.12.2021 16:32:20 -05:00

Dr. Whualkuer Enrique Lozano Bartra
VICEDECANO ACADÉMICO – FCF (E)

Datos de la plataforma virtual institucional del acto de sustentación:

ENLACE:

Unirse a la reunión Zoom

<https://us06web.zoom.us/j/84000707609?pwd=QVhgejZTUzZMMzBPVzNmb0hhR3N5UT09>

ID de reunión: 840 0070 7609

Código de acceso: 825407

Grabación archivada en: <https://fb.watch/9NUOrhoUZg/>

Dedicado a mis padres

Emilio Vilca Condori

y

Graciela Cruz Calapuja

Agradecimientos

Le agradezco a mi universidad UNMSM, a mis profesores quienes siempre me han ayudado en mi formación profesional. Igualmente debo manifestar mi gratitud a mi asesor Mg. Octavio Fashé Raymundo por su gran apoyo.

RESUMEN

El objetivo fue estudiar la variabilidad estacional de Ch-a, TSM y VVS en la extensión costa-oceano de zonas ubicadas en el norte, centro y sur del sistema de afloramiento marino de Perú, a partir de observaciones simultáneas de los sensores satelitales MODIS y TMI, la data satelital procesada fue de nivel L3, a resolución de 4, 25 km y 30 días, comprendidos entre los años 2003 al 2013. Además se llevó a cabo un análisis de series de tiempo de los parámetros. Los ciclos estacionales de los promedios mensuales de TSM para estas zonas mostraron que el periodo de enero a abril fue más cálido en la zona costera que en la región oceánica adyacente, y viceversa en el periodo de mayo a agosto. Las altas densidades de Ch-a se encuentran intensamente asociadas a la disposición de aguas costeras frías. Se observa que existen semejanza en el ciclo estacional de Ch-a distinguiéndose dos ciclos verano-otoño con acumulaciones altas de Chl-a, aminorando en el periodo de invierno-primavera. Los vientos son potentes en el invierno y tenues en el verano con velocidades en promedio de 5 m/s. Estos resultados se explican en términos de la actividad térmica en la región oceánica adyacente y del enfriamiento invernal de la superficie en la zona costera principalmente en la zona sur.

Palabras claves: Variabilidad espaciotemporal, MODIS, TMI, VVS, TSM, Clorofila-a

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1.	Mapas del ciclo estacional promedio para el mar peruano. Fuente: Flores <i>et al.</i> 2013.	3
Figura 2.1.	Los cuerpos de agua reciben irradiancia del Sol y de la atmósfera. Adaptado de Jensen, (2014).	7
Figura 2.2.	a) Fotografía infrarroja en blanco y negro de cuerpos de agua en Florida. b) Fotografía infrarroja en blanco y negro con brillo solar. Adaptado de Jensen, (2014).	8
Figura 2.3.	Absorción y dispersión de luz en agua pura. Adaptado de Jensen, (2014)	10
Figura 2.4.	Bandas individuales de datos SPOT XS de Cozumel, México. a) SPOT Band 1 (0.50 - 0.59 μm). b) SPOT Band 2 (0.61 - 0.68 μm). c) SPOT Band 3 (0.791 - 0.89 μm). Fuente: Jensen, (2014).	12
Figura 2.5.	Fotografía del delta del río Mississippi, justo debajo de Nueva Orleans, LA. Fuente: Jensen, (2014)	14
Figura 2.6.	Un disco secchi. Fuente: Jensen, (2014)	17
Figura 2.7.	Un espectrorradiómetro. Adaptado de Jensen, (2014)	18
Figura 2.8.	Reflectancia espectral de agua clara y agua con concentraciones de sedimento. Adaptado de Jensen, (2014)	20
Figura 2.9.	Diatomea y una sola célula de algas verdes. Adaptado de Jensen, (2014)	23
Figura 2.10.	Porcentaje de reflectancia de agua clara y cargada de algas. Adaptado de Jensen, (2014).	24
Figura 2.11.	Clorofila global a (g/m^3) derivada de imágenes de SeaWiFS. Fuente: Jensen, (2014)	28
Figura 2.12.	Ejemplos de dato (SeaWiFS) con vistas al mar. Fuente: Jensen, (2014)	29
Figura 2.13.	La distribución de clorofila-a, se obtuvo utilizando el algoritmo MODIS Chlor_a_2. Fuente: Jensen, (2014)	30
Figura 3.1.	Mapa del sistema de flujos superficiales y subsuperficiales correspondientes al mar peruano. Adaptado de Chaigneau <i>et al.</i> (2013).	34
Figura 4.1.	Ciclo anual de Chl-a para el periodo 2003-2013.	37
Figura 4.2.	Ciclo anual de TSM para el periodo 2003-2013.	38
Figura 4.3.	Ciclo estacional de Chl-a para el periodo 2003-2013.	39
Figura 4.4.	Ciclo estacional de TSM para el periodo 2003-2013.	39
Figura 4.5.	Climatología de Chl-a y TSM para el periodo 2003-2013.	40
Figura 4.6.	Área grande considerada para generar las series de tiempo.	41
Figura 4.7.	Series de tiempo de Ch-a, TSM y VVS para un área grande en el periodo 2003-2013.	42
Figura 4.8.	Series de tiempo del ciclo anual de Chl-a, TSM y VVS para el periodo 2003-2013.	43
Figura 4.9.	Divisiones del mar peruano en tres zonas.	44
Figura 4.10.	Series de tiempo de Chl-a, TSM y VVS para tres zonas en el periodo 2003-2013	45
Figura 4.11.	Ciclo estacional de Chl-a, TSM y VVS, para área costera de 0 a 250 km.	46

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1.	Propiedades ópticas del agua pura. Adaptado de Bukata <i>et al.</i> (1995).	13
Tabla 2.2.	Sistemas de teledetección por satélite utilizados para medir el color del océano. Adaptado de Jensen, (2014).	31
Tabla 2.3.	Algoritmos operacionales de relación de bandas seleccionados para la abundancia de fitoplancton mediante teledetección. Adaptado de Jensen, (2014).	33
Tabla 3.1.	Nomenclatura de los flujos superficiales y subsuperficiales correspondientes al mar peruano: Fuente: Chaigneau <i>et al.</i> (2013).	35

ACRÓNIMOS

IMARPE: Instituto del mar del Perú

NASA: National Aeronautics and Space Administration

CZCS: Coastal Zone Color Scanner

SeaWiFS: Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor

QuikSCAT: Quick Scatterometer

SST: Sea Surface Temperature

DOM: material orgánico disuelto

Chl: clorofila-a orgánica

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

AVIRIS: Airborne Visible / Infrared Imaging Spectrometer

ÍNDICE GENERAL

Agradecimiento	iii
Resumen	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Tablas	vi
Acrónimos	vii

Capítulo 1: Introducción

1.1 Antecedentes.....	2
1.2 Objetivos de la monografía	4
1.2.1 Objetivo general	4
1.2.2 Objetivos específicos	4

Capítulo 2: Fundamento teórico

2.1 Color del Océano	5
2.2 Características biofísicas de las aguas superficiales mediante detección remota.....	6
2.3 Superficie del agua, subsuperficial volumétrico, y resplandor inferior	6
2.4 Respuesta espectral del agua en función de la longitud de onda.....	9
2.5 Monitoreo de la extensión superficial de las masas de agua	11
2.6 Respuesta espectral del agua en función de los constituyentes orgánicos e inorgánicos	15
2.7 Minerales suspendidos	16
2.8 Clorofila	22
2.8.1 Clorofila en el agua del océano.....	26
2.8.2 Clorofila en aguas costeras y continentales	31
2.9 Material orgánico disuelto.....	32

Capítulo 3: Área de estudio y Datos

3.1 Área de estudio	34
3.2 Datos utilizados	35

Capítulo 4: Resultados

4.1 Obtención del ciclo anual de Chl-a y TSM	37
4.2 Ciclo estacional de Chl-a y TSM.....	38
4.3 Climatología de Chl-a y TSM	40
4.4 Series de tiempo de Chl-a, TSM y VVS	41
4.4.1 Series de tiempo para un área grande.....	41
4.4.2 Series de tiempo en tres zonas	44
4.4.3 Ciclo anual para un área costera de 0 a 250 km.....	46

Capítulo 5: Conclusiones

5.1 Conclusiones.....	47
-----------------------	----

Referencias	48
--------------------------	----

Anexos	53
---------------------	----

CAPÍTULO 1: Introducción

Los instrumentos satelitales de color del océano han proporcionado datos completos espacial y temporalmente sobre la distribución cercana a la superficie del pigmento fotosintético clorofila-a (mg m^{-3}) desde el lanzamiento del pionero *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) de la NASA a bordo del Nimbus-7 en 1978. Este registro de datos casi continuo y distribuido globalmente juega un papel clave en el avance continuo de nuestra comprensión científica de la distribución espacial y temporal del fitoplancton y otros componentes biogeoquímicos marinos. En particular, los registros de datos satelitales del color del océano han proporcionado nuevos conocimientos sobre los procesos biogeoquímicos acuáticos fundamentales (IOCCG, 2009), han permitido estimaciones de la producción primaria oceánica global (O'Reilly, 2017) y han respaldado evaluaciones de los cambios relacionados con el clima en dinámica del fitoplancton y producción oceánica (Siegel *et al.* 2013).

La comunidad oceanográfica busca perfeccionar y desarrollar registros de datos climáticos (CDR) de clorofila-a (NRC, 2011) e invierte sustancialmente en mejorar y asegurar la consistencia de este producto de datos derivados en todos los instrumentos satelitales (IOCCG, 2007). Esto no solo permite el desarrollo de series de tiempo a largo plazo (de varias décadas), sino que también facilita la fusión de datos de múltiples instrumentos mediante misiones superpuestas (Brewin *et al.* 2014). Los instrumentos individuales de satélite de color del océano, con su duración limitada, generalmente no pueden usarse para evaluar cambios de más de una década (*e. g.*, SeaWiFS: 1997–2010). Si bien las características de los instrumentos satelitales del color del océano varían, comparten pasos y estrategias de procesamiento de datos comunes. Brevemente, los instrumentos de color del océano satelital pasivo miden el resplandor espectral que emana de la parte superior de la atmósfera en longitudes de onda discretas visibles e infrarrojas. En el procesamiento estándar de una agencia convencional, se aplican algoritmos de corrección atmosférica para eliminar la contribución de la atmósfera de la señal total y producir estimaciones de reflectancias de detección remota ($R_{rs}(\lambda)$; sr^{-1}) (Mobley *et al.* 2016). Luego se aplican algoritmos bioópticos a la $R_{rs}(\lambda)$ para producir estimaciones de propiedades geofísicas adicionales, como las propiedades ópticas inherentes marinas espectrales (IOP), es decir, las propiedades de absorción y retrodispersión del agua de mar y sus componentes particulados y disueltos (Werdell *et al.* 2018) y clorofila-a (O'Reilly *et al.* 1998).

1.1 Antecedentes

Diversos trabajos se han desarrollado sobre la distribución de la clorofila satelital e in situ a lo largo de la costa peruana como el de Echevin *et al.* (2008) que estudia la variabilidad estacional de la clorofila superficial en el sistema de la corriente de Humboldt del norte utilizando datos satelitales, observaciones in situ y simulaciones de modelos. Los datos muestran que la concentración de clorofila en la superficie es más alta en el verano austral y disminuye durante el invierno austral, en oposición de fase con la intensidad del afloramiento costero. Se utiliza un modelo regional que acopla la dinámica del océano y los ciclos biogeoquímicos para investigar los procesos que controlan este ciclo estacional aparentemente paradójico. Los resultados del modelo sugieren que la variabilidad estacional de la profundidad de la capa mixta es el principal factor de control de la estacionalidad. En invierno, la profundización de la capa mixta reduce la acumulación de clorofila en la superficie debido a un efecto de dilución y limitación de luz. En verano, la biomasa se concentra cerca de la superficie en la capa mixta poco profunda y se produce una limitación de nitratos, lo que provoca una disminución de la biomasa a mediados del verano. Las floraciones intensas ocurren durante el período de la formación de nuevos estratos o capas esto en primavera, cuando la limitación de la luz del invierno se relaja, y durante el período de mezcla de agua para eliminar capas estratificadas de temperatura, vida vegetal o animal esto en otoño, cuando la capa superficial recibe nuevos nutrientes. Los experimentos de sensibilidad del modelo muestran que las variaciones estacionales en la insolación y la temperatura de la superficie tienen poco impacto en la variabilidad de la clorofila de la superficie.

Investigaciones más actuales de clorofila en el mar peruano como el de Albert *et al.* (2010) señalan que la dinámica de la surgencia costera se ve fuertemente afectada por la tensión del viento costero y la curvatura de la tensión del viento costero. Usan un modelo regional físico-biogeoquímico acoplado y diagnósticos lagrangianos en el sistema de Perú para determinar cómo la afluencia de nutrientes y la productividad primaria son impactadas por la estructura espacial del estrés del viento cercano a la costa. Se utilizaron tres productos de tensión del viento derivados de los dispersómetros ERS y QuikSCAT y un campo QuikSCAT suavizado, que difieren principalmente en los patrones de curvatura de tensión del viento cercano a la costa. Se encontró que las simulaciones producen distribuciones medias de clorofila en la superficie significativamente diferentes y muestran que una fuerte curvatura de tensión del viento cercano

a la costa favorable a la surgencia puede inducir localmente una amplia zona productiva costera a través de la afluencia de aguas repletas de nutrientes traídas por una corriente subterránea costera. Por lo tanto, el uso de productos de estrés eólico con patrones realistas cerca de la costa es crucial para el modelado de procesos costeros físico-biogeoquímicos acoplados.

El estudio de Flores *et al.* (2013) se obtiene las condiciones ambientales como del parámetro de SST (*Sea Surface Temperature*) (Ver Figura 1.1) generado de los datos de crucero realizados por el IMARPE en el periodo 1960 – 2011.

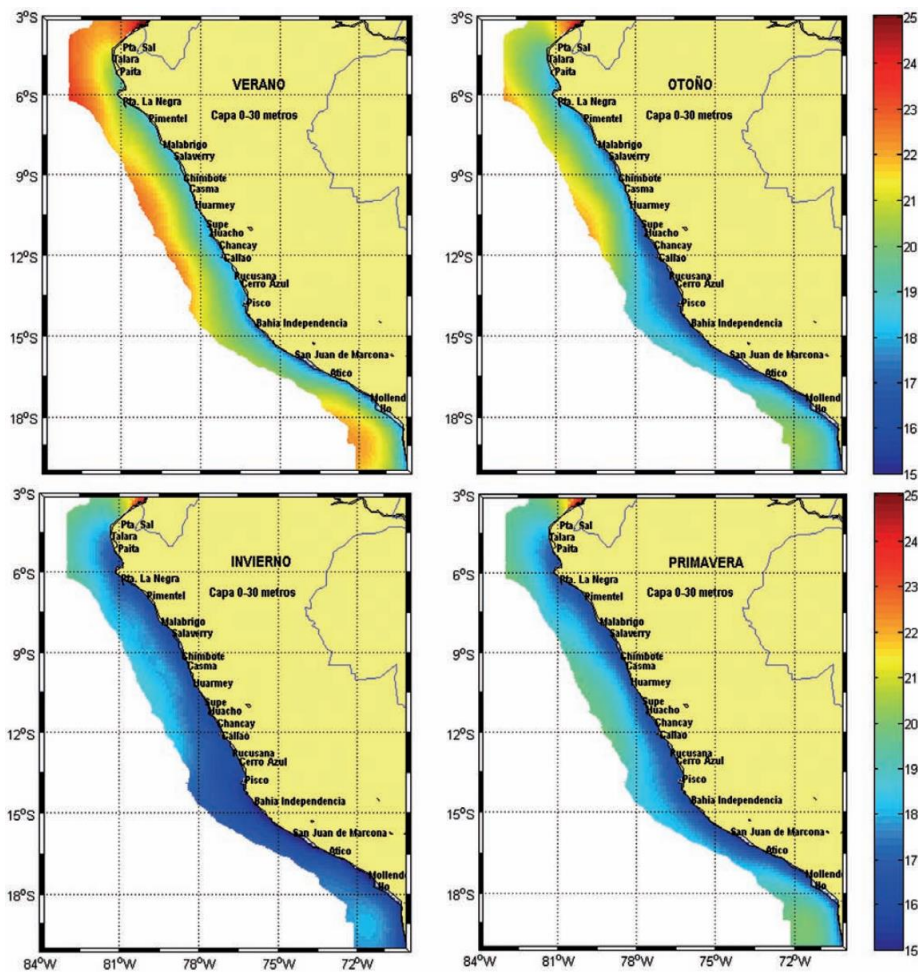


Figura 1.1: Mapas del ciclo estacional promedio para el mar peruano. Fuente: Flores *et al.* (2013).

1.2 Objetivos de la monografía

1.2.1 Objetivo general:

Describir y analizar la variabilidad estacional de Ch-a, TSM y VVS en la extensión costa-océano del sistema de afloramiento marino de Perú para el periodo 2003- 2013.

1.2.2 Objetivos específicos:

- Describir y analizar la variabilidad estacional de Ch-a, TSM y VVS en la extensión costa-océano de zonas ubicadas en el norte, centro y sur del sistema de afloramiento marino de Perú.
- Realizar el análisis de series de tiempo de los parámetros Ch-a, TSM y VVS.

CAPÍTULO 2: Fundamento Físico

2.1 Color del océano

El agua cubre aproximadamente el 74 % de la superficie de la Tierra. En ningún otro lugar del universo conocido se encuentra tanta abundancia de agua líquida. Casi el 97 % del volumen de agua de la Tierra se encuentra en los grandes océanos salinos. Solo alrededor del 0,02 % del agua de la Tierra se encuentra en arroyos, ríos, lagos y embalses de agua dulce. El agua restante está contenida en acuíferos subterráneos (0,6 %), la atmósfera de la Tierra en forma de vapor de agua (0,001 %) y la capa de hielo (aproximadamente 2,2 %). El agua existe en varios estados de la Tierra, incluido el agua dulce, el agua salada, el vapor de agua, la lluvia, la nieve y el hielo. Meteorólogos, oceanógrafos, hidrólogos, algunos geógrafos y otros dedican sus vidas a medir, monitorear y predecir la distribución espacial, el volumen y el movimiento del agua a medida que avanza a través del ciclo hidrológico. Es posible obtener mediciones in situ de varios parámetros hidrológicos (agua) como precipitación, profundidad del agua, temperatura, salinidad, velocidad, volumen, etc., en lugares muy específicos. De hecho, a menudo es difícil obtener información espacial regional utilizando observaciones puntuales in situ para varias de las variables hidrológicas más importantes, que incluyen: superficie de agua (arroyos, ríos, estanques, lagos, embalses y mares), componentes del agua (orgánicos e inorgánicos), profundidad del agua (batimetría), temperatura de la superficie del agua, superficie de nieve, cubierta de nubes, precipitación, y vapor de agua. Por lo tanto, se ha realizado una cantidad significativa de investigación para desarrollar métodos de teledetección que puedan obtener mediciones espaciales cuantitativas de estas importantes variables hidrológicas (*e. g.*, Gregg & Casey, 2004; Karaska *et al.* 2004). En esta sección se presentan los principios fundamentales asociados con la teledetección del agua superficial y sus componentes (Jensen, 2014)

2.2 Características biofísicas de las aguas superficiales mediante detección remota

En esta sección se analiza cómo se puede utilizar la teledetección para inventariar y monitorear la extensión espacial, los componentes orgánicos / inorgánicos, la profundidad y la temperatura del agua en ríos, lagos, embalses, mares y océanos. Es importante obtener primero una apreciación de las interacciones energía-materia que pueden afectar nuestra capacidad para realizar una investigación precisa de teledetección acuática (Jensen, 2014).

2.3 Superficie del agua, subsuperficial volumétrico, y resplandor inferior

La radiancia total, (L_t) registrada por el sensor a bordo de la aeronave o satélite es una función de la energía electromagnética de las cuatro fuentes identificadas en la Figura 2.1 (Bukata *et al.* 1995; Legleiter & Roberts, 2005):

$$L_t = L_p + L_s + L_v + L_b \quad (2.1)$$

dónde

- L_p es la parte de la radiación registrada por un instrumento de detección remota resultante de la radiación solar descendente (E_{Sun}) y del cielo (E_{sky}) que nunca llega a la superficie del agua. Se trata de ruido atmosférico y puede considerarse la radiación de trayectoria no deseada. Según la figura 2.1 los cuerpos de agua reciben irradiancia del Sol (E_{Sun}) y de la atmósfera (E_{sky}). El resplandor total que surge (sale) de un cuerpo de agua hacia el sensor remoto es una función del resplandor de la dispersión atmosférica (L_p), el resplandor de la superficie del agua (L_s), el resplandor volumétrico del subsuelo (L_v) y el resplandor del fondo (L_b) del cuerpo de agua (Bukata *et al.* 1995).

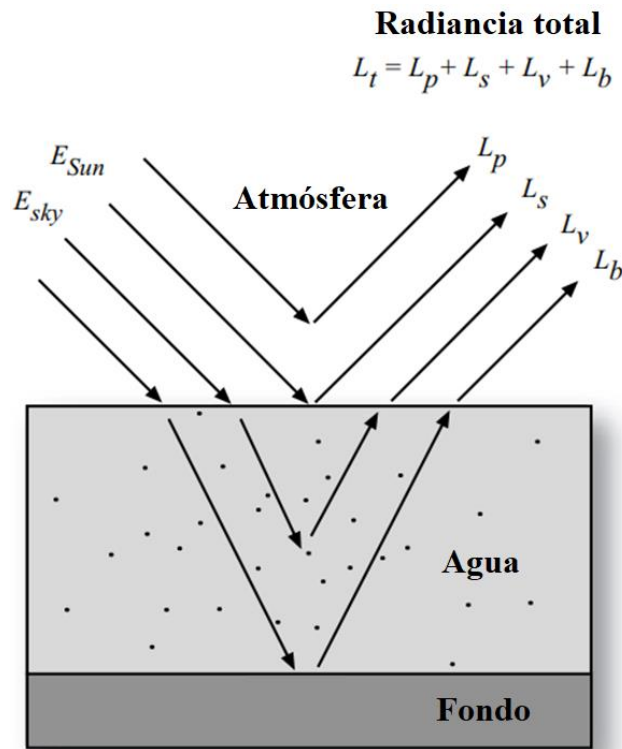


Figura 2.1: Los cuerpos de agua reciben irradiancia del Sol y de la atmósfera. Adaptado de Jensen, (2014).

- L_s es el resplandor de la radiación solar y del cielo descendente que llega a la interfaz aire-agua (a veces llamada capa de superficie libre o capa límite), pero solo la penetra un milímetro más o menos y luego se refleja esencialmente en la superficie del agua. Esta energía reflejada contiene valiosa información espectral sobre las características cercanas a la superficie del cuerpo de agua (Figura 2.2a). Desafortunadamente, si el ángulo del cenit solar y el ángulo de visión del sensor son casi idénticos, entonces podemos obtener una reflexión puramente especular de la superficie del cuerpo de agua, que proporciona muy poca información espectral útil (Figura 2.2b). Se debe evitar ese contacto con el sol siempre que sea posible. Rara vez se recopila datos de detección remota en el nadir dentro de una o dos horas del mediodía local (Jensen, 2014).

- L_v es el resplandor de la radiación solar y del cielo descendente que realmente penetra en la interfaz aire-agua, interactúa con el agua y los constituyentes orgánicos / inorgánicos y luego sale de la columna de agua sin encontrar el fondo (llamado resplandor volumétrico del subsuelo). Este resplandor proporciona información valiosa sobre las características de volumen interno de la columna de agua (Jensen, 2014).
- L_b es la parte del resplandor registrado resultante de la radiación solar y del cielo descendente que penetra en la interfaz aire-agua, llega al fondo del cuerpo de agua, se propaga de regreso a través de la columna de agua y luego sale de la columna de agua. Si queremos obtener información sobre el fondo, como cuando se realiza un mapeo batimétrico (profundidad) o un mapeo de arrecifes de coral, entonces este resplandor del fondo puede ser de valor significativo (Mumby *et al.* 1997; Pasqualini *et al.* 1997). Sin embargo, el resplandor del fondo hace que sea muy difícil caracterizar adecuadamente la columna de agua por encima de él. Básicamente, es difícil desentrañar o desagregar L_v y L_b (Jensen *et al.* 1989; Islam *et al.* 2004).

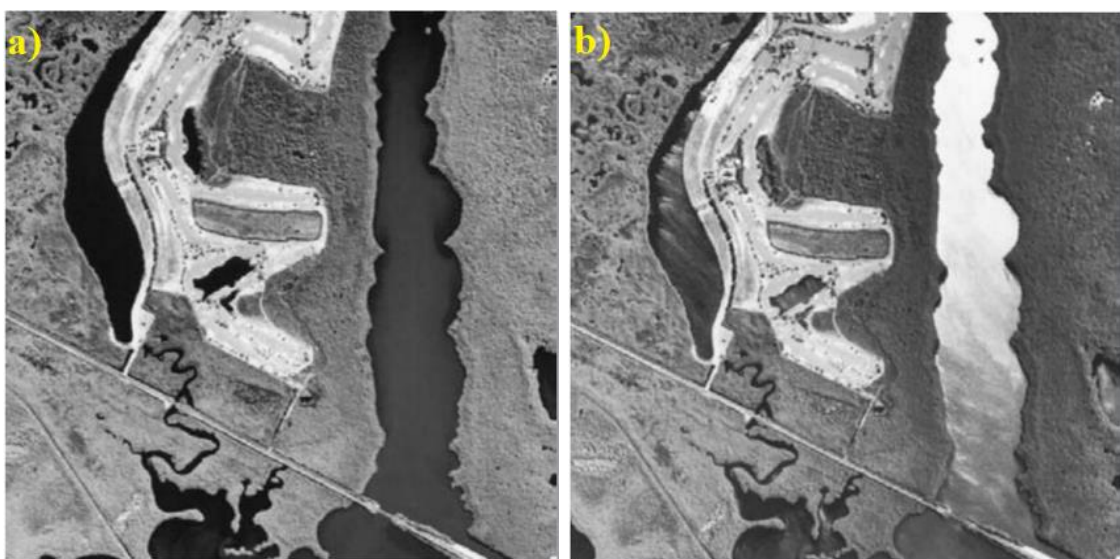


Figura 2.2: a) Fotografía infrarroja en blanco y negro de cuerpos de agua en Florida. b) Fotografía infrarroja en blanco y negro con brillo solar. Adaptado de Jensen, (2014).

El objetivo de la mayoría de los sensores remotos acuáticos es extraer el resplandor de interés de todos los demás componentes del resplandor que registra el sistema de sensores (Doxaran *et al.* 2002). Por ejemplo, el científico interesado en identificar los constituyentes orgánicos e inorgánicos en la columna de agua (*e. g.*, sedimento en suspensión o clorofila-a) está más interesado en aislar la radiancia volumétrica (L_v) del subsuelo calculada como:

$$L_v = L_t - (L_p + L_s + L_b) \quad (2.2)$$

Por lo general, esto implica una corrección radiométrica cuidadosa de los datos del sensor remoto para eliminar la atenuación atmosférica (L_p), el destello del sol en la superficie y otros reflejos de la superficie (L_s) y la reflectancia del fondo (L_b) (*e. g.*, Mustard *et al.* 2001).

Los investigadores interesados en monitorear la profundidad del agua (batimetría) o las características del fondo, como la estructura del arrecife, están más interesados en mediciones precisas de la radiancia del fondo (L_b), por lo que deben intentar eliminar la radiancia atmosférica, superficial y volumétrica del subsuelo.

2.4 Respuesta espectral del agua en función de la longitud de onda

Al realizar una investigación de teledetección en cuerpos de agua, primeramente es útil comprender cómo el agua pura absorbe y/o dispersa selectivamente la luz solar incidente y descendente en la columna de agua. Más adelante consideraremos cómo se ve afectada la luz incidente cuando la columna de agua no es pura, sino que contiene materiales orgánicos e inorgánicos. El agua pura está libre de materia orgánica e inorgánica. Bukata *et al.* (1995) resumieron el coeficiente de absorción $\alpha(\lambda)$, el coeficiente de dispersión $b(\lambda)$ y el coeficiente de atenuación total $c(\lambda)$ de las moléculas de agua pura en longitudes de onda de 250 a 800 nm de varios estudios. Se observan varias relaciones importantes cuando la absorción y los datos

de dispersión se grafican, como se muestra en la Figura 2.3, donde vemos una gráfica para la absorción y dispersión de luz en agua pura. La absorción de agua molecular domina en el ultravioleta (<400 nm) y en el amarillo a través de la porción del infrarrojo cercano del espectro (> 580 nm). Casi todo el flujo radiante incidente del infrarrojo cercano y medio (740 - 2500 nm) que entra en un cuerpo de agua pura se absorbe con una dispersión insignificante. Esta es la razón por la que el agua es tan oscura en la película infrarroja en blanco y negro o en la película infrarroja en color. La dispersión en la columna de agua es especialmente importante en las porciones violeta, azul oscuro y azul claro del espectro (400 - 500 nm). Esta es la razón por la que el agua parece azul a nuestros ojos. Estos datos fueron derivados de una variedad de fuentes por Bukata *et al.* (1995). El gráfico trunca la información de atenuación de la absorción en las regiones ultravioleta y amarilla a través del infrarrojo cercano porque la atenuación es muy grande. Consulte la Tabla 2.1 para obtener información sobre la atenuación de la absorción en estas regiones.

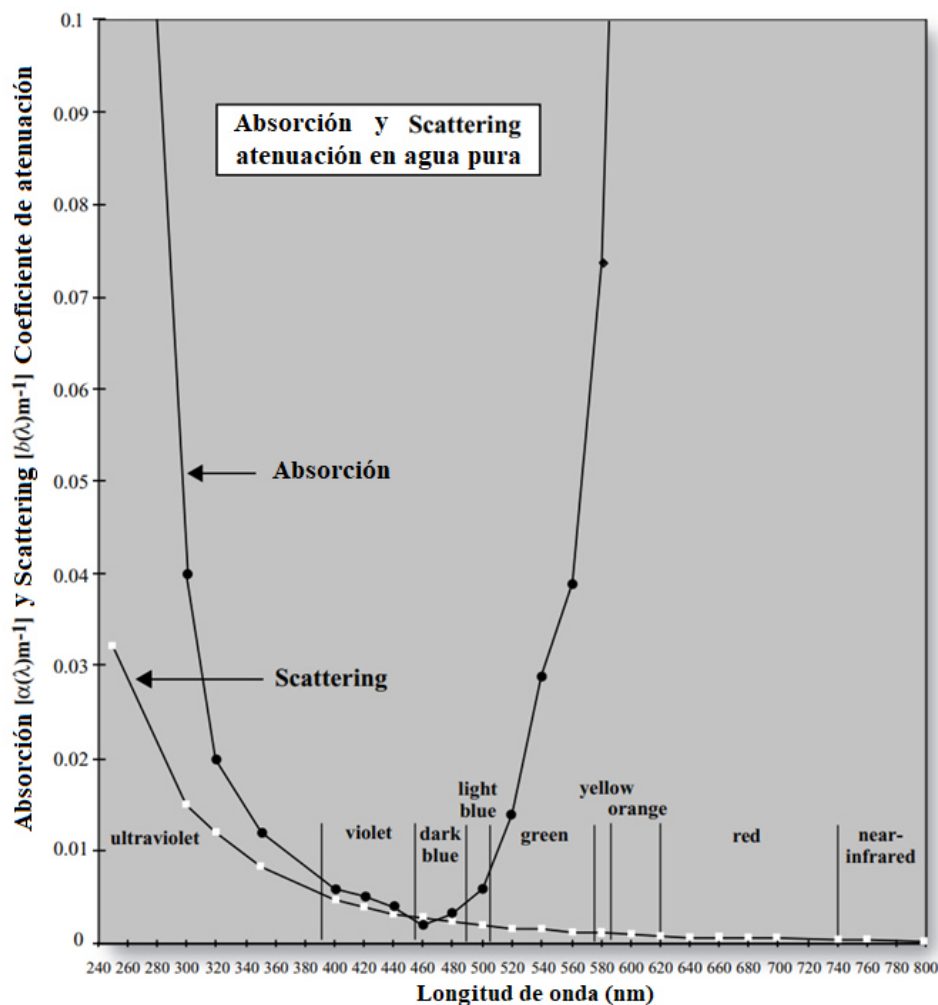


Figura 2.3: Absorción y dispersión de luz en agua pura. Adaptado de Jensen, (2014).

La característica más notable es que la menor cantidad de absorción y dispersión de luz incidente en la columna de agua (por lo tanto, la mejor transmisión) tiene lugar en la región de longitud de onda azul de aproximadamente 400 a 500 nm, con el mínimo ubicado en aproximadamente 460 a 480 nm. Estas longitudes de onda de luz violeta a azul claro penetran más que cualquier otro tipo de luz en la columna de agua (Clark *et al.* 1997). La luz incidente verde y amarilla de 520 a 580 nm es absorbida muy bien por la columna de agua con una dispersión relativamente pequeña. Del mismo modo, la dispersión de la energía de longitud de onda naranja y roja (580 - 740 nm) por las moléculas de agua se vuelve insignificante en comparación con la absorción por las moléculas de agua. Casi todo el flujo radiante incidente del infrarrojo cercano y medio (740 - 3000 nm) que entra en una masa de agua pura y profunda se absorbe con una dispersión insignificante (ver Figura 2.3). Por lo tanto, la dispersión molecular de la luz violeta y azul (< 520 nm) en una columna de agua y la absorción significativa de verde, luz de longitud de onda amarilla, naranja y roja (520 - 700 nm) en la misma columna de agua, hacen que el agua pura parezca azul a nuestros ojos. El color azul es especialmente evidente en el agua pura del medio océano y en los cuerpos de agua interiores profundos no urbanizados (Jensen, 2014).

2.5 Monitoreo de la extensión superficial de las masas de agua

La mejor región de longitud de onda para discriminar la tierra del agua pura son las regiones del infrarrojo cercano y del infrarrojo medio en longitudes de onda entre 740 y 2500 nm. En las regiones del infrarrojo cercano y medio, los cuerpos de agua parecen muy oscuros, incluso negros, porque absorben casi todo el flujo radiante incidente, especialmente cuando el agua es profunda y pura sin sedimentos en suspensión ni materia orgánica en ella. Por el contrario, las superficies terrestres se componen típicamente de vegetación y suelo desnudo que reflejan cantidades significativas de energía del infrarrojo cercano y medio. Esto hace que las superficies terrestres parezcan relativamente brillantes en bandas de imágenes de infrarrojos cercanos y medias (Jensen, 2014).

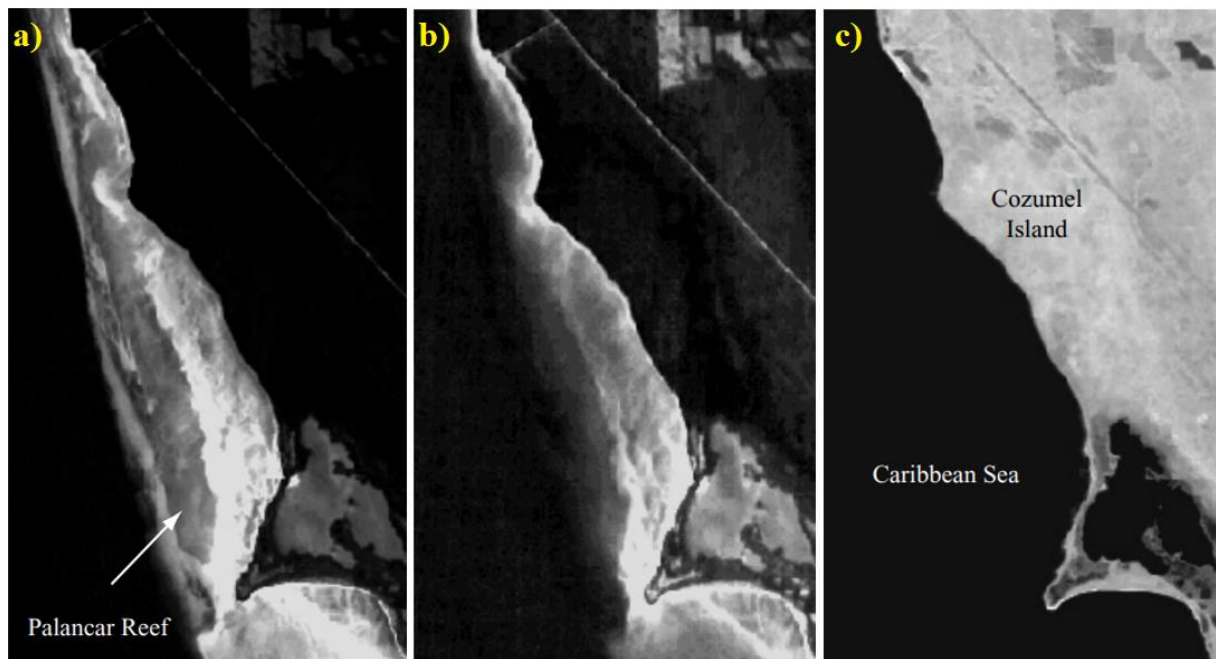


Figura 2.4: Bandas individuales de datos SPOT XS de Cozumel, México. a) SPOT Band 1 (0.50 - 0.59 μm). b) SPOT Band 2 (0.61 - 0.68 μm). c) SPOT Band 3 (0.791 - 0.89 μm).

Fuente: Jensen, (2014).

Por ejemplo, considere las imágenes SPOT HRV XS en verde (banda 1), rojo (banda 2) e infrarrojo cercano (banda 3) de una porción del Arrecife Palancar cerca de la costa de la isla de Cozumel, Quintana Roo, México (Figura 2.4). La visibilidad submarina en esta parte del mar Caribe suele ser de 80 a 120 pies. La energía incidente de longitud de onda verde y roja del Sol penetra a través de la columna de agua y se refleja en la arena del fondo, el fondo duro y el arrecife de coral. Observe cómo los detalles del arrecife se ven más claramente en las imágenes verde (banda 1) y roja (banda 2) que en la imagen de la banda 3 del infrarrojo cercano (Figura 2.4).

Longitud de onda (nm)	Absorción $\alpha(\lambda)$ (m ⁻¹)	Scattering $b(\lambda)$ (m ⁻¹)	Total Atenuación $c(\lambda)$ (m ⁻¹)
250 – ultraviolet	0.190	0.032	0.2200
300 – ultraviolet	0.040	0.015	0.0550
320 – ultraviolet	0.020	0.012	0.0320
350 – ultraviolet	0.012	0.0082	0.0202
400 – violet	0.006	0.0048	0.0108
420 – violet	0.005	0.0040	0.0090
440 – violet	0.004	0.0032	0.0072
460 – dark blue	0.002	0.0027	0.0047
480 – dark blue	0.003	0.0022	0.0052
500 – light blue	0.006	0.0019	0.0079
520 – green	0.014	0.0016	0.0156
540 – green	0.029	0.0014	0.0304
560 – green	0.039	0.0012	0.0402
580 – yellow	0.074	0.0011	0.0751
600 – orange	0.20	0.00093	0.2009
620 – orange	0.24	0.0082	0.2408
640 – red	0.27	0.00072	0.2707
660 – red	0.310	0.00064	0.3106
680 – red	0.38	0.00056	0.3806
700 – red	0.60	0.0005	0.6005
740 – near-infrared	2.25	0.0004	2.2504
760 – near-infrared	2.56	0.00035	2.5604
800 – near-infrared	2.02	0.00029	2.0203

Tabla 2.1: Propiedades ópticas del agua pura. Adaptado de Bukata *et al.* (1995).

Si bien la información del subsuelo disponible en las imágenes SPOT verde y roja (bandas 1 y 2) es útil por muchas razones, no tiene mucho valor cuando se trata de identificar la interfaz tierra-agua, es decir, el borde real de la isla de Cozumel. Afortunadamente, el agua absorbe casi todo el flujo radiante del infrarrojo cercano incidente (como se muestra en la Figura 2.4c), lo que hace que el sensor SPOT HRV banda 3 registre el agua del océano como negra, mientras que la vegetación de las tierras altas refleja gran parte del flujo radiante del infrarrojo cercano, lo que hace que parezca brillante. Por lo tanto, es una tarea sencilla delinear la interfaz tierra-agua utilizando la imagen de banda 3 del infrarrojo cercano SPOT. Sin embargo, se debe tener cuidado cuando hay componentes orgánicos e inorgánicos en la columna de agua (especialmente aquellos cerca de la superficie) porque estos materiales causarán reflejos superficiales en el infrarrojo cercano y dispersión volumétrica subsuperficial, aumentando dramáticamente la cantidad de flujo radiante infrarrojo que sale de la superficie del cuerpo de agua. Por ejemplo, considere la fotografía del transbordador espacial del delta del río Mississippi en la Figura 2.5. El sedimento suspendido en la columna de agua causa una dispersión significativa y un reflejo del flujo radiante hacia el sistema de sensores, lo que hace que el agua parezca casi tan brillante como las pocas características terrestres en este delta de patas de pájaro.

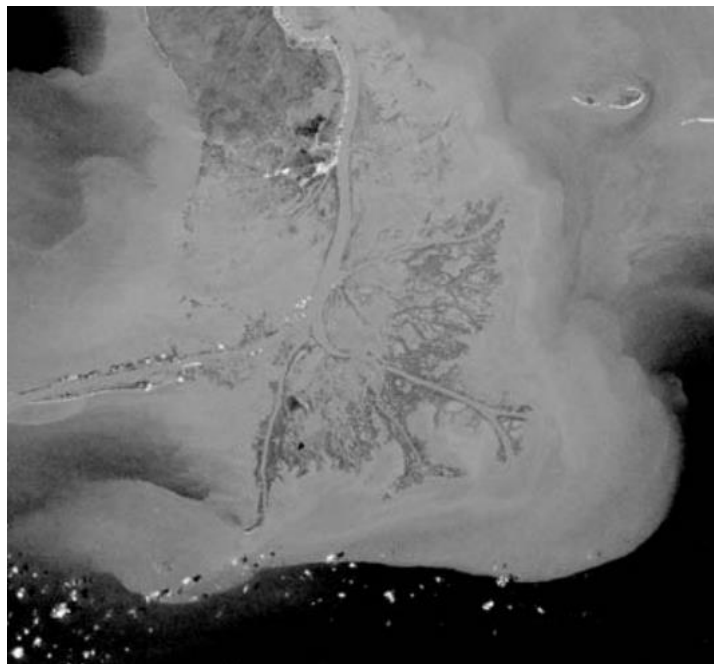


Figura 2.5: Fotografía del delta del río Mississippi, justo debajo de Nueva Orleans, LA.

Fuente: Jensen, (2014)

En la figura 2.5 vemos la fotografía del delta del río Mississippi justo debajo de Nueva Orleans, LA, obtenida por los astronautas del transbordador espacial durante la misión STS 51. El sedimento suspendido en el agua refleja gran parte del flujo radiante incidente hacia la atmósfera. Por el contrario, el agua más pura, más alejada de la costa, absorbe la mayor parte del flujo radiante incidente, lo que hace que parezca oscura. El límite (frente) entre el agua cargada de sedimentos y el agua no turbulenta es bastante evidente.

2.6 Respuesta espectral del agua en función de los constituyentes orgánicos e inorgánicos

Veamos ahora sobre la respuesta espectral del agua en función de los constituyentes orgánicos e inorgánicos: monitoreo de minerales en suspensión (turbidez), clorofila y materia orgánica disuelta. Hasta ahora hemos considerado principalmente la respuesta espectral del agua pura. Sin embargo, la mayoría de los cuerpos de agua naturales contienen una variedad de componentes orgánicos (*e. g.*, clorofila-a del fitoplancton) e inorgánicos (*e. g.*, minerales en suspensión). Cuando las aguas naturales contienen una mezcla de estos materiales, uno de los problemas más difíciles de la teledetección es desenredar (extraer) información cuantitativa sobre estos constituyentes específicos de los datos obtenidos por teledetección (Doxaran *et al.* 2002; Karaska *et al.* 2004).

Cuando realizamos estudios de calidad del agua o intentamos predecir la productividad del agua utilizando datos de detección remota, generalmente estamos más interesados en el resplandor volumétrico del subsuelo, L_v (Figura 2.1), que es el resplandor de la radiación solar y del cielo descendente que realmente penetra la interfaz aire-agua, interactúa con el agua y los constituyentes orgánicos / inorgánicos, y luego sale de la columna de agua hacia el sensor sin encontrar el fondo. El resplandor volumétrico del subsuelo que sale de la columna de agua hacia el sensor (L_v) es una función de la concentración de agua pura (w), minerales inorgánicos suspendidos (SM), clorofila-a orgánica (Chl), material orgánico disuelto (DOM) y la cantidad

total de atenuación por absorción y dispersión que tiene lugar en la columna de agua debido a cada uno de estos constituyentes, $c(\lambda)$:

$$L_v = f[w_{c(\lambda)}, SM_{c(\lambda)}, Chl_{c(\lambda)}, DOM_{c(\lambda)}] \quad (2.3)$$

Es instructivo observar el efecto que cada uno de estos componentes tiene sobre las características de reflectancia espectral de una columna de agua (Jensen, 2014)

2.7 Minerales suspendidos

Los minerales como el silicio, el aluminio y los óxidos de hierro se encuentran en suspensión en la mayoría de los cuerpos de agua naturales. Las partículas varían desde partículas finas de arcilla (3-4 μm de diámetro), limo (5-40 μm), arena de grano fino (41-130 μm) y arena de grano grueso (131-250 μm). El sedimento proviene de una variedad de fuentes, incluida la erosión de las tierras de cultivo agrícolas de las tierras altas, la erosión del terreno montañoso, la erosión de la costa causada por las olas naturales o el tráfico de botes y la erupción volcánica (ceniza). La mayor parte del sedimento mineral en suspensión se concentra en los cuerpos de agua tierra adentro y cerca de la costa (Bukata *et al.* 1995). El océano profundo y claro lejos de la costa rara vez contiene minerales en suspensión de más de 1 μm de diámetro. Por lo tanto, la concentración de minerales en suspensión no suele tener importancia para los estudios de teledetección de los océanos profundos. Esto es importante ya que las contribuciones de los minerales en suspensión a menudo se pueden descartar cuando se realiza una investigación de teledetección en el océano profundo. Por el contrario, los cuerpos de agua tierra adentro y cerca de la costa pueden transportar una carga significativa de sedimento en suspensión que puede impactar dramáticamente las características de reflectancia espectral de los cuerpos de agua (Miller & McKee, 2004).

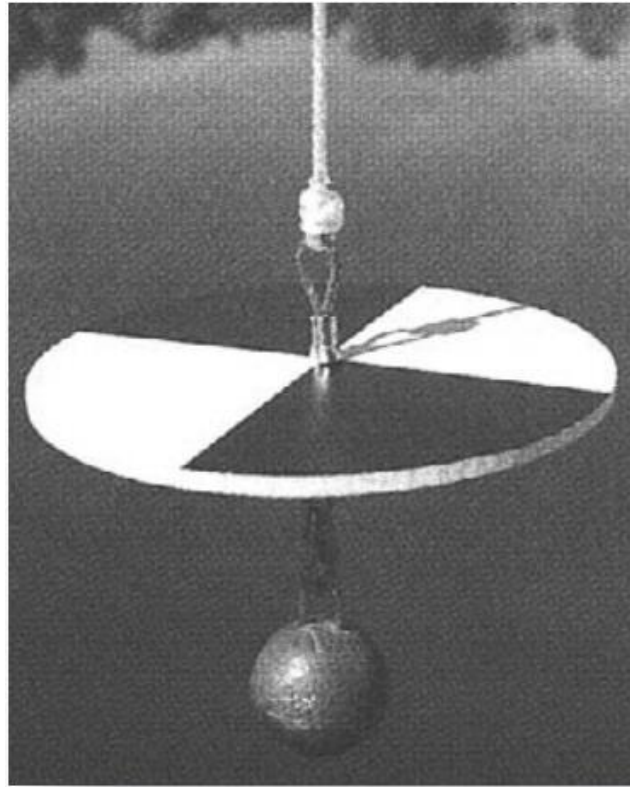


Figura 2.6: Un disco secchi. Fuente: Jensen, (2014)

Es muy importante monitorear el tipo, la cantidad y la distribución espacial de los minerales en suspensión en los cuerpos de agua tierra adentro y cerca de la costa. Por ejemplo, la erosión del suelo en una cuenca aporta cargas de sedimentos a las aguas superficiales, lo que resulta en un llenado más rápido de los principales ríos, embalses, estanques agrícolas, embalses de control de inundaciones y estuarios. Esto puede acortar la vida útil de embalses, estanques y dispositivos de control de inundaciones y requerir el dragado de ríos y estuarios. Los sedimentos también afectan la calidad del agua y su aptitud para beber, recreación e industriales. Sirve como portador y agente de almacenamiento de pesticidas, absorbe fósforo, nitrógeno y compuestos orgánicos y puede ser un indicador de contaminación. Los sedimentos en suspensión pueden impedir la transmisión de la radiación solar y reducir la fotosíntesis en la vegetación acuática sumergida y el fitoplancton cercano al fondo. La vegetación acuática y el fitoplancton juegan un papel vital en la cadena alimentaria del ecosistema acuático.

Afortunadamente, la teledetección se puede utilizar para controlar las concentraciones de minerales en suspensión en los cuerpos de agua. Esto generalmente requiere obtener mediciones in situ de concentraciones de minerales en suspensión y relacionarlas con los datos del sensor remoto para derivar una relación cuantitativa. Es una buena práctica recopilar tanto los datos del sensor remoto como las mediciones de sedimentos suspendidos in situ en los días que tienen poco viento. El agua superficial endurecida por el viento crea reflejos especulares, que pueden ser perjudiciales para la detección remota de concentraciones de sedimentos en suspensión (Han & Rundquist, 1998).

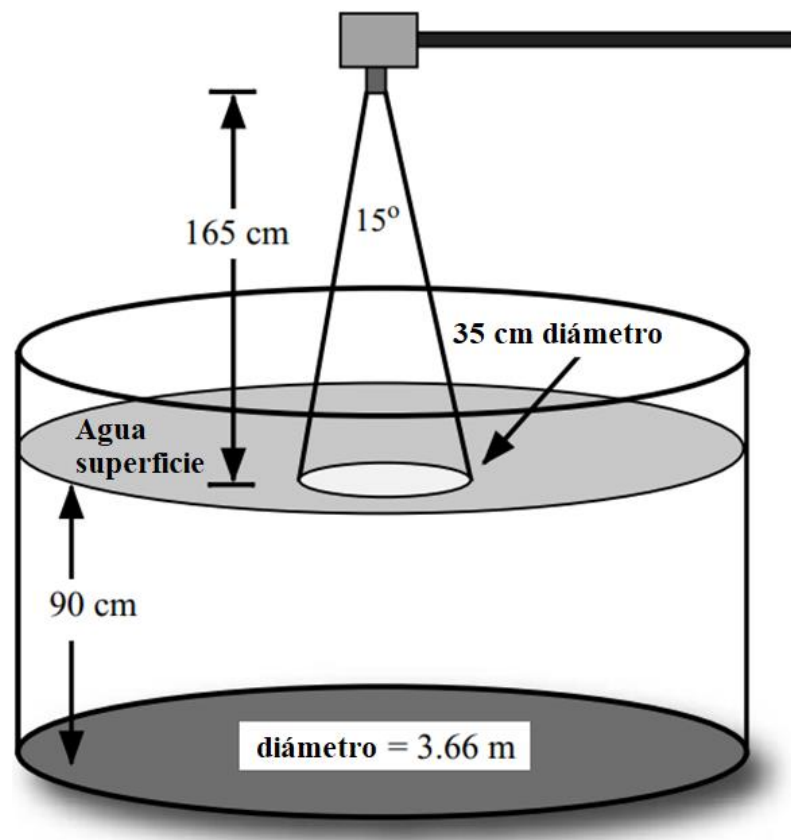


Figura 2.7: Un espectrorradiómetro. Adaptado de Jensen (2014)

La reflectancia espectral de los sedimentos en suspensión en las aguas superficiales es función tanto de la cantidad como de las características (tamaño de partícula, absorción) del material en el agua. La concentración de sedimentos en suspensión se mide in situ utilizando

un disco secchi o un detector de unidad de turbidez nefelométrica (NTU). El disco secchi (Figura 2.6) es una placa circular que se baja al agua hasta que no se puede ver. Esta profundidad de secchi se correlaciona inversamente con la cantidad de material suspendido en el agua. Cuanto mayor sea la cantidad de material suspendido, menor será la profundidad del secchi, es decir, desaparecerá de la vista con relativa rapidez. Este método se basa en la percepción visual humana, que no es constante entre los científicos. El detector de nefelómetro más riguroso pasa luz a través de una muestra de agua obtenida a varias profundidades para determinar sus características de transmisión que están relacionadas con el material suspendido en el agua. La investigación ha documentado el impacto general del aumento de la concentración de minerales en suspensión en los cuerpos de agua en la porción visible e infrarroja cercana del espectro. Por ejemplo, considere el experimento realizado por Lodhi *et al.* (1997), que determinó las características de reflectancia espectral de dos tipos de suelos de Nebraska (arcillosos y limosos) a varias concentraciones de sedimentos en suspensión en el agua (Jensen, 2014).

La Figura 2.7 muestra el diseño experimental en el que se utilizó un espectrorradiómetro para recopilar datos de reflectancia espectral desde una altura de 165 cm directamente sobre una superficie de agua controlada. Las medidas espectrales se realizaron en 252 bandas espectrales discretas entre 368 y 1,114 nm. El espectrorradiómetro se calibró con una tarjeta gris (18 % de reflectancia) que se comparó con un panel de calibración de BaSO₄. La reflectancia, ρ_T , se calculó como una razón simple usando la ecuación (Markham & Barker, 1986):

$$\rho_T = \frac{L_T}{L_r} \times k \quad (2.4)$$

donde L_T es la radiancia medida desde la superficie del agua, L_r es la radiancia del panel BaSO_4 y k es un factor de calibración para el panel.

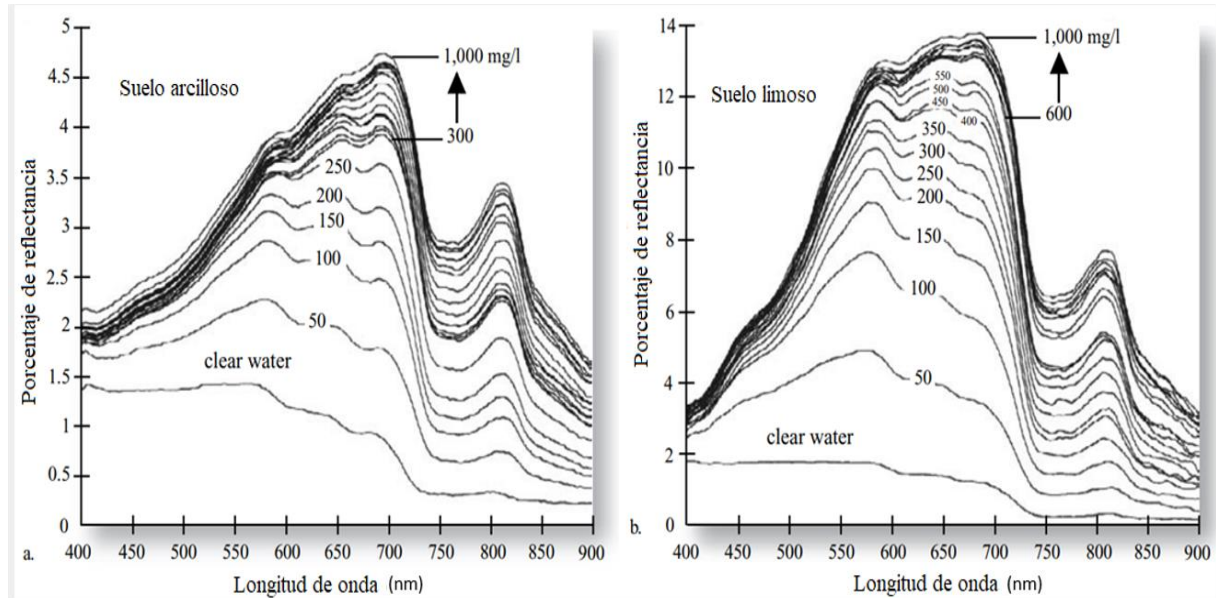


Figura 2.8: Reflectancia espectral de agua clara y agua con concentraciones de sedimento.

Adaptado de Jensen, (2014)

Las Figuras 2.8a, b representan la reflectancia espectral de agua clara y agua con concentraciones variables de sedimento en suspensión de suelo arcilloso y limoso. La reflectancia espectral del agua clara cae continuamente después de aproximadamente 580 nm debido a la absorción en la columna de agua, como se describió anteriormente (ver Figura 2.3). A medida que aumenta la concentración de sedimentos en suspensión, la reflectancia aumenta en todas las longitudes de onda tanto para suelos arcillosos como limosos. El suelo arcilloso (Figura 2.8a) tenía más materia orgánica y era de color más oscuro, lo que resultó en un volumen de reflectancia aproximadamente un 10 % menor en todas las longitudes de onda que el suelo limoso de color claro (Figura 2.8b). La reflectancia aumentó en la región de 580 a 690 nm y en la región del infrarrojo cercano a medida que se suspendían más minerales en los cuerpos de agua. Por lo tanto, la reflectancia máxima se desplaza hacia longitudes de onda más largas en

la región visible a medida que se agregan más sedimentos en suspensión. Más flujo radiante verde, rojo e infrarrojo cercano se refleja desde el cuerpo de agua y es registrado por el sistema de detección remota. Un cuerpo de agua con sedimento en suspensión generalmente aparecerá más brillante en imágenes que un cuerpo de agua cercano sin ningún sedimento en suspensión. Se calcularon los coeficientes de correlación (r) para describir la relación entre la concentración de sedimentos en suspensión y la reflectancia en cada uno de los 252 puntos de muestreo espectral. Para el suelo arcilloso, los valores variaron de 0,28 a 0,97, y para el suelo limoso, el rango fue de 0,78 a 0,98. Para ambos suelos los valores de $r > 0.90$ ocurrieron en la región del infrarrojo cercano entre 714 y 880 nm, como se esperaba (Han & Rundquist, 1994). Estos resultados sugieren que el rango de longitud de onda visible de 580 a 690 nm puede proporcionar información sobre el tipo de sedimentos en suspensión (suelo) en las aguas superficiales; y el rango de longitud de onda del infrarrojo cercano de 714 - 880 nm puede ser un rango de longitud de onda útil para determinar la cantidad de minerales en suspensión en aguas superficiales donde los minerales en suspensión son el constituyente predominante. Es posible que estas relaciones no sean de aplicación universal. Los investigadores que intenten detectar de forma remota las concentraciones de sedimentos en suspensión deben investigar las características de absorción espectral y dispersión del agua y los suelos en su área geográfica de interés (Jensen, 2014)

Por ejemplo, Doxaran *et al.* (2002) utilizaron datos del satélite SPOT para medir los sedimentos en suspensión en el estuario de Gironde, en el suroeste de Francia. Las mejores correlaciones entre los datos SPOT y el sedimento en suspensión se obtuvieron utilizando a) la banda NIR XS3 (790 - 890 nm) corregida atmosféricamente cuando la concentración de sedimento en suspensión era alta, y b) las proporciones $[XS3 / XS1]$ o $[XS3 / XS2]$ cuando la

concentración de sedimentos en suspensión era baja. Las concentraciones de sedimentos en suspensión dentro de las aguas superficiales del estuario se estimaron en 2000 mg/l.

De manera similar, Binding *et al.* (2005) encontraron que el uso exitoso de longitudes de onda NIR para medir sedimentos en suspensión dependía del hecho de que en aguas muy turbias hay suficiente dispersión para superar la fuerte absorción del agua en estas longitudes de onda. En aguas menos turbias, como el Mar de Irlanda, las longitudes de onda adecuadas para el desarrollo del algoritmo de sedimentos minerales en suspensión pueden estar restringidas solo a la región visible (*e. g.*, 665 nm). Sugirieron que cualquier estudio que intente monitorear los sedimentos en suspensión utilizando sensores remotos debe basarse en un conocimiento profundo del tamaño de grano y la composición de las partículas que se examinan.

Miller & McKee, (2004) encontraron una relación lineal robusta ($R^2 = 0.89$) entre los datos de la banda 1 de MODIS (620 - 670 nm) 250×250 m y las mediciones in situ de sedimentos suspendidos totales en el Golfo de México.

2.8 Clorofila

El plancton es el término genérico utilizado para describir todos los organismos vivos (plantas y animales) presentes en un cuerpo de agua que no puede resistir la corriente (a diferencia de los peces). El plancton puede subdividirse en organismos vegetales de algas (fitoplancton), organismos animales (zooplancton), bacterias (bacterioplancton) y formas vegetales inferiores como los hongos de algas. El fitoplancton son plantas unicelulares más pequeñas que el tamaño de la cabeza de un alfiler. En la Figura 2.9 se muestran micrografías de la energía radiante azul reflejada por una diatomea y una sola célula de algas verdes. En

ambos casos, los pigmentos de clorofila-a de las plantas absorben la mayor parte de la luz azul incidente, lo que hace que la parte fotosintética de cada una parezca oscura (Jensen, 2014).

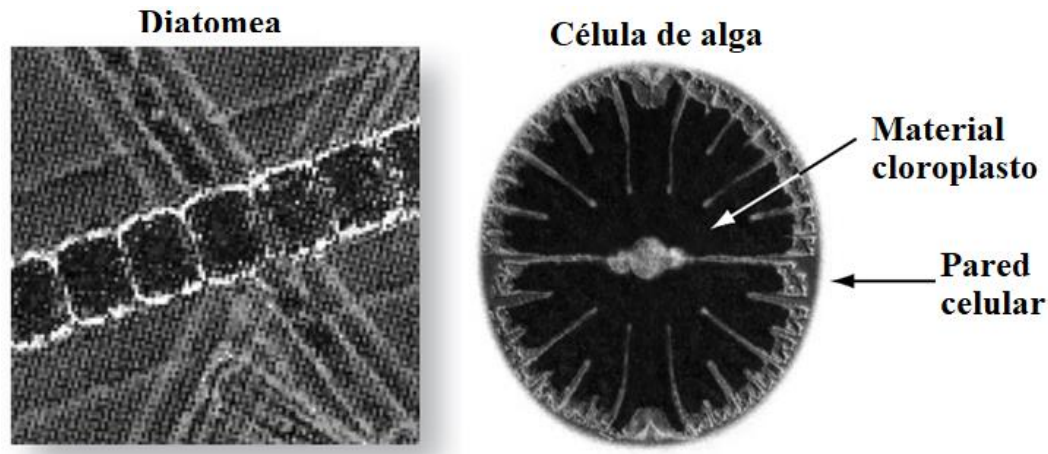


Figura 2.9: Diatomea y una sola célula de algas verdes. Adaptado de Jensen, (2014)

El fitoplancton, al igual que las plantas terrestres, está compuesto de sustancias que contienen carbono. El fitoplancton se hunde en el océano o en el suelo del cuerpo de agua cuando muere. El zooplancton migra a la superficie durante la noche para alimentarse de fitoplancton vivo y luego se hunde a mayores profundidades durante el día. Cuando el fitoplancton vivo y luego se hunde a mayores profundidades durante el día. Cuando el zooplancton muere, también se hunde hasta el fondo, llevando consigo su carbono. El carbono del fitoplancton muerto y del zooplancton pronto se cubre con otros sedimentos. Además, el fitoplancton usa dióxido de carbono y produce oxígeno durante el proceso fotosintético. De esta manera, los cuerpos de agua y los océanos actúan como sumideros de carbono, un lugar que elimina el carbono global, que de otra manera se puede acumular en la atmósfera como dióxido de carbono. Otros sumideros globales incluyen la vegetación terrestre y el suelo. Sin embargo, el carbono de estos sumideros con frecuencia se devuelve a la atmósfera en forma de dióxido de carbono por combustión o descomposición. Nadie sabe exactamente cuánto carbono acumulan las masas de agua continentales y los océanos. Como tal, las características del fitoplancton y el zooplancton son muy importantes para nuestro conocimiento del ciclo global

del carbono, ya que representa un sumidero de carbono significativo para niveles crecientes de dióxido de carbono en la atmósfera (Bukata *et al.* 1995).

Todo el fitoplancton en los cuerpos de agua contiene el pigmento clorofila-*a* fotosintéticamente activo. Sin embargo, la clorofila *c*, *d* e incluso *e* también pueden estar presentes y a varias profundidades. Hay otros dos agentes fotosintetizadores del fitoplancton: *carotenoides* y *ficobilinas*. Bukata *et al.* (1995) sugieren, sin embargo, que la clorofila-*a* puede considerarse un sustituto razonable del componente orgánico de las aguas naturales ópticamente complejas. Afortunadamente, debido a que los diferentes tipos de fitoplancton tienen diferentes concentraciones de clorofila, aparecen como diferentes colores para los sensores remotos sensibles. Por lo tanto, registrar el color de un área del océano u otra masa de agua nos permite estimar la cantidad y el tipo general de fitoplancton en esa área y nos informa sobre la salud y la química de la masa de agua. La comparación de imágenes tomadas en diferentes momentos nos informa sobre los cambios que ocurren con el tiempo y los procesos en el trabajo (Jensen, 2014).

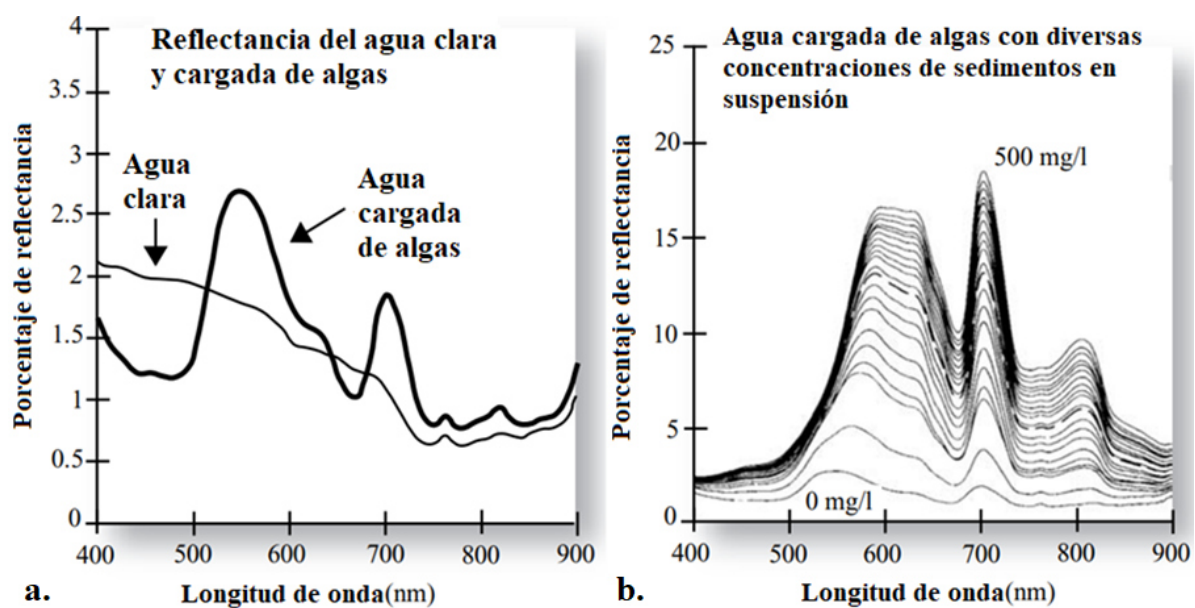


Figura 2.10: Porcentaje de reflectancia de agua clara y cargada de algas. Adaptado de Jensen, (2014).

La clorofila-a introducida en el agua pura cambia sus características de reflectancia espectral, es decir, su color. Por ejemplo, la Figura 2.10a muestra las características de reflectancia espectral del agua clara y la misma agua cargada de algas que consisten principalmente en clorofila-a (Han, 1997). El agua clara reflejó aproximadamente un 2 % entre 400 y 500 nm y descendió gradualmente a menos del 1 % en longitudes de onda superiores a 710 nm, como se esperaba. Por el contrario, cuatro características pronunciadas de dispersión / absorción de la clorofila son evidentes en el agua cargada de algas: clorofila fuerte a absorción de luz azul entre 400 y 500 nm; fuerte absorción de clorofila-a de luz roja a aproximadamente 675 nm (Gitelson, 1992); reflectancia máxima alrededor de 550 nm (pico verde) causada por una absorción relativamente menor de luz verde por las algas (Gitelson, 1992); Pico de reflectancia prominente alrededor de 690 - 700 nm causado por una interacción de la dispersión de las algas y las células y un efecto combinado mínimo de pigmento y absorción de agua. La altura de este pico por encima de la línea base (valle de absorción) puede usarse para medir con precisión la cantidad de clorofila (Rundquist *et al.* 1995).

Básicamente, a medida que aumenta la concentración de clorofila en la columna de agua, hay una disminución significativa en la cantidad relativa de energía reflejada en las longitudes de onda azul y roja, pero un aumento en la reflectancia de la longitud de onda verde. Cuando tanto el sedimento mineral en suspensión como la clorofila están presentes en el cuerpo de agua al mismo tiempo, se produce una respuesta espectral dramáticamente diferente. Por ejemplo, la Figura 2.10b demuestra lo que sucede con la respuesta espectral del agua cuando se agregan concentraciones de sedimento de marga roja de 0 a 500 mg / l al agua que contiene algas (clorofila-a). Para el agua cargada de algas, la reflectancia máxima en la región visible pasó de 547 nm (luz verde) con 0 mg / l hasta 596 nm (naranja) con 500 mg / l (Jensen, 2014).

Rundquist *et al.* (1996) y Han & Rundquist, (1997) obtuvieron estimaciones precisas de la cantidad de pigmento de clorofila de algas en el agua superficial utilizando una relación simple de infrarrojo cercano (705 nm) / rojo (670 nm) cuando la concentración de clorofila era relativamente baja. Calcular la primera derivada de reflectancia alrededor de 690 nm produjo los mejores resultados cuando la concentración de clorofila de las algas era relativamente alta.

2.8.1 Clorofila en el agua del océano

Se supone que una estimación remota de la concentración de clorofila cerca de la superficie constituye una estimación remota de la biomasa cercana a la superficie (o productividad primaria) para aguas profundas del océano donde hay poco peligro de contaminación por sedimentos minerales en suspensión. Numerosos estudios han documentado una relación entre las bandas espectrales seleccionadas y la concentración de clorofila del océano (Chl) utilizando la ecuación (e. g., Gordon *et al.* 1983):

$$Chl = x \left[\frac{L(\lambda_1)}{L(\lambda_2)} \right]^y \quad (2.5)$$

donde $L(\lambda_1)$ y $L(\lambda_2)$ son las radiancias de afloramiento en longitudes de onda seleccionadas registradas por el sistema de teledetección y x e y son constantes derivadas empíricamente. Bukata *et al.* (1995) señalan que este enfoque no toma en cuenta las características de absorción y dispersión de los constituyentes orgánicos e inorgánicos del área de estudio. La única razón por la que tiene éxito es que en medio del océano, los pigmentos de clorofila son el principal colorante de las aguas.

Los sistemas de teledetección por satélite utilizados para medir el color del océano se resumen en la Tabla 2.2. Los algoritmos operativos utilizados para extraer información sobre la abundancia de fitoplancton de varios de estos sistemas de teledetección por satélite se resumen en la Tabla 2.3. Con suerte, los algoritmos operativos son espacial y temporalmente invariantes, lo que significa que funcionarán casi en cualquier lugar y en cualquier momento.

El sensor SeaWiFS, de amplio campo de visión (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) lanzado en 1997 fue diseñado por la NASA y la industria (ORBIMAGE, Inc.) para aprovechar lo aprendido con el escáner de color de la zona costera. SeaWiFS tiene bandas adicionales a 412 nm (para identificar sustancias amarillas a través de su absorción de longitud de onda azul), a 490 nm (para aumentar la sensibilidad a la concentración de clorofila) y a 765 y 865 nm cerca del infrarrojo (para ayudar a eliminar la atenuación atmosférica). Debido al papel del fitoplancton en el ciclo global del carbono, los datos de SeaWiFS se utilizan para evaluar el papel del océano en el ciclo global del carbono y para examinar los factores oceánicos que afectan el cambio climático global (Pinkerton *et al.* 2005). Los datos de SeaWiFS se utilizan para identificar la magnitud y variabilidad del ciclo anual de producción primaria por fitoplancton marino y para determinar la distribución y el momento de las floraciones primaverales. Las observaciones ayudan a los científicos a comprender la dinámica de las corrientes oceánicas y costeras, la física de la mezcla y las relaciones entre la física del océano y los patrones de productividad a gran escala (Jensen, 2014).

La investigación de SeaWiFS incorpora corrección atmosférica y algoritmos mejorados aplicados a imágenes oceánicas. Los algoritmos operativos más importantes de SeaWiFS implican el uso de bandas de 443, 490 o 510 nm divididas por la banda a 555 nm (Falkowski *et al.* 1998; Pinkerton *et al.* 2005). Por ejemplo, considere varios ejemplos de las aplicaciones

oceánicas de los datos de SeaWiFS en la Figura 2.11 y 2.12. La primera imagen es un mapa global de clorofila-a derivado de una combinación de imágenes obtenidas del 3 de septiembre de 1997 al 31 de diciembre de 1997 (Figura 2.11). La siguiente imagen es una composición en color verdadero de una parte del este de los Estados Unidos con una resolución espacial de $1,13 \times 1,13$ km (Figura 2.12a). La imagen en color verdadero es una combinación de colores de las bandas 670, 555 y 412 nm (RGB) y resalta la vegetación asociada con la morfología de la tierra. Las áreas blancas son nubes y aerosoles densos. Figura 2.12b presenta las concentraciones de clorofila-a el 30 de septiembre de 1997. Los colores rojos revelan concentraciones altas de clorofila, los amarillos y verdes indican concentraciones intermedias de clorofila, y los azules y púrpuras documentan concentraciones bajas de clorofila (Jensen, 2014).

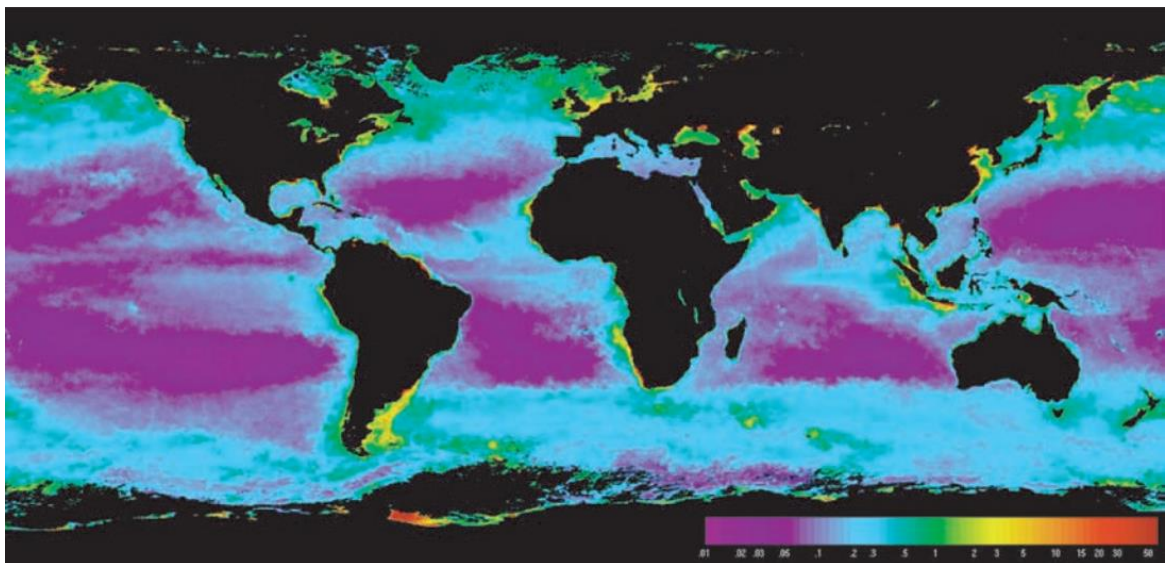


Figura 2.11: Clorofila global a (g/m^3) derivada de imágenes de SeaWiFS. Fuente: Jensen, (2014).

Tang *et al.* (2003) encontraron una buena concordancia con los datos de SEAWiFS y las mediciones de clorofila-a in situ en el Golfo de Tonkin, Mar de China Meridional. Gregg & Casey, (2004) compararon el conjunto de datos de clorofila de SeaWiFS con los archivos

globales y regionales de la NASA y los datos NOAA sobre clorofila in situ. La comparación global arrojó un error logarítmico de la raíz cuadrada media (RMS) del 31%, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0,76, utilizando 4.168 puntos de datos. El error de registro RMS para mar abierto (definido como profundidad del fondo > 200 m) fue 27,7% con $R^2 = 0,72$, en comparación con el error de registro RMS del 33% y $R^2 = 0,60$ cerca de las costas.

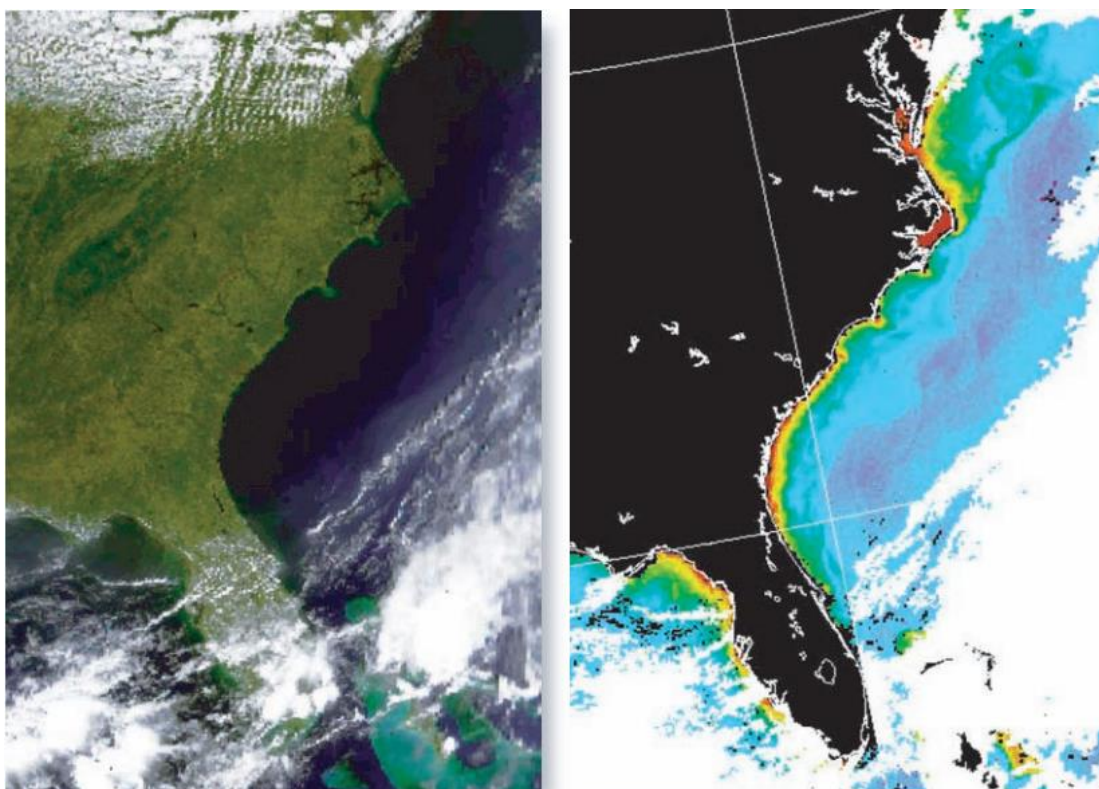


Figura 2.12: Ejemplos de dato (SeaWiFS) con vistas al mar. Fuente: Jensen, (2014).

El instrumento principal para evaluar la productividad del océano en la nave espacial EOS Terra es MODIS. Las bandas MODIS 8 - 16, que van desde 405 - 877 nm a una resolución espacial de 1000×1000 m, son particularmente adecuadas para la recopilación de información sobre el color del océano, la concentración de fitoplancton y la biogeoquímica (MODIS, 2006). El número de producto Terra MODIS MOD 21, los números de parámetro 26 y 27 (Chlor_a_2 y a_3, respectivamente) se pueden usar para extraer información de concentración de clorofila-

a del agua del Caso 1 y del Caso 2 usando los algoritmos que se encuentran en la Tabla 2.3 (O'Reilly *et al.* 2000; Carder *et al.* 2002; Darecki & Stramski, 2004). En la Figura 2.13 se muestra un mapa de la distribución de la clorofila-a a lo largo del sur de los Estados Unidos el 23 de noviembre de 2003, derivado del algoritmo MODIS Chlor_a_2.

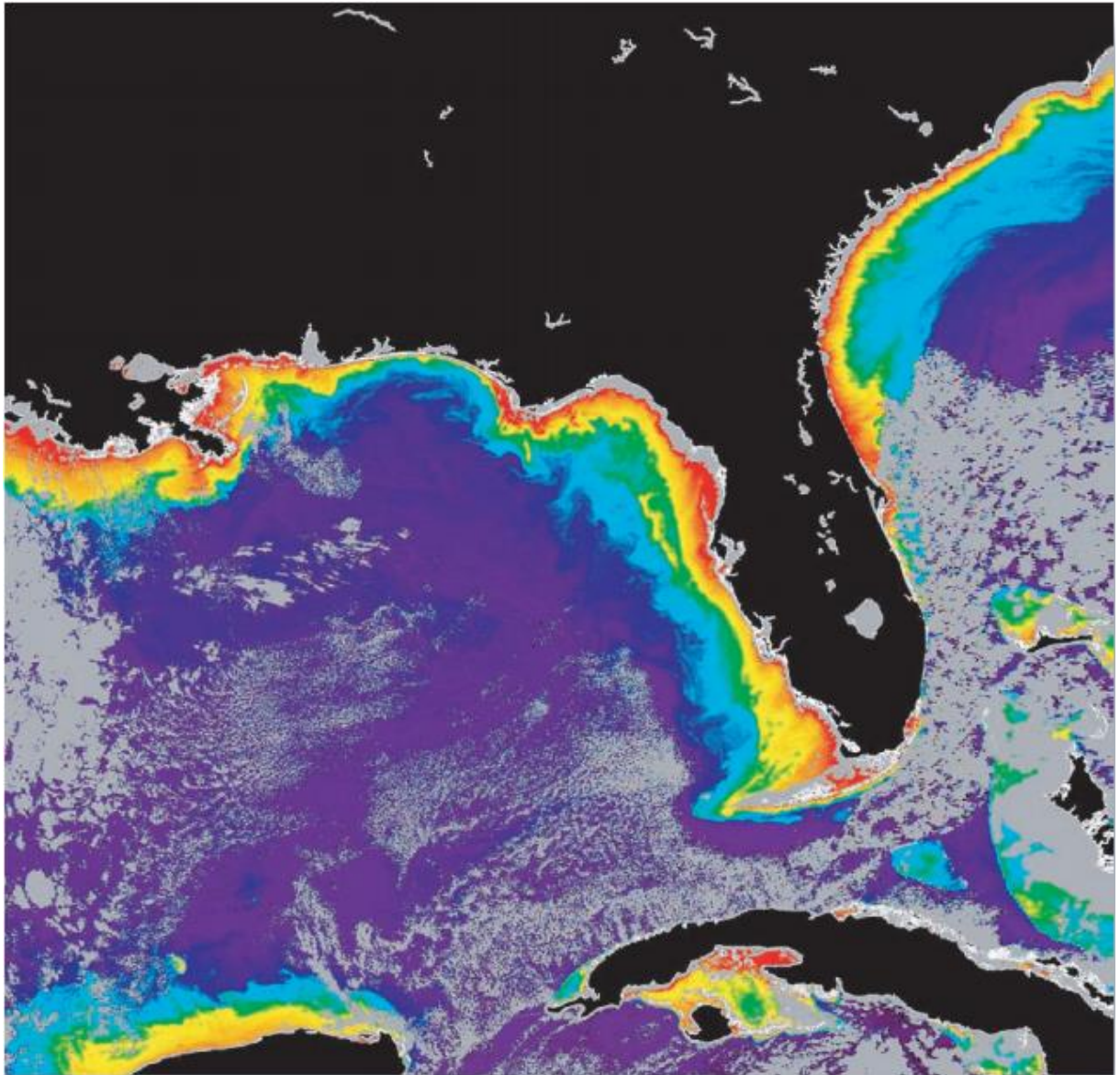


Figura 2.13: La distribución de clorofila-a, se obtuvo utilizando el algoritmo MODIS Chlor_a_2. Fuente: Jensen, (2014)

Desafortunadamente, incluso estos algoritmos a veces tienen dificultades para extraer información de clorofila-a de aguas ópticamente complejas como el Mar Báltico (Darecki & Stramski, 2004). Maritorena & Siegel, (2005) presentaron una forma de fusionar los flujos de datos satelitales de color del océano de MODIS y SeaWiFS para mejorar la información de cobertura diaria global.

Sensor	Agencia	Satelite	Fechas de funcionamiento	Resolución espacial (m)	Número de bandas	Covertura espectral (nm)
CZCS	NASA (USA)	Nimbus-7 (USA)	10/24/78-06/22/86	825	6	433-12500
OCTS	NASD (Japan)	ADEOS (Japan)	08/17/96-07/01/97	700	12	402-12500
Polder-1	CNES (France)	ADEOS (Japan)	08/17/96-07/01/97	6000	9	433-910
MOS	DLR (Germany)	IRS P3 (India)	Launch 03/21/96	500	18	408-1600
SeaWiFS	NASA (USA)	OrbView-2	Launch 08/01/97	1100	8	402-885
OCI	NEC (Japan)	ROCSAT-1 (Taiwan)	Launch 01/99	825	6	433-12500
OCM	ISRO (India)	IRS-P4 (India)	Launch 05/26/99	350	8	402-885
MODIS-Terra	NASA (USA)	Terra (USA)	Launch 12/18/99	250/500/1000	36	405-14385
OSMI	KARI (Korea)	KOMPSAT (Korea)	Launch 12/20/99	850	6	400-900
MERIS	ESA (Europe)	ENVISAT-1 (Europe)	Launch 03/01/02	300/1200	15	412-1050
MODIS-Aqua	NASA (USA)	Aqua (USA)	Launch 05/04/02	250/500/1000	36	405-14385
CMODIS	CNSA (China)	Shen Zhou-3 (China)	03/25/02-09/15/02	400	34	403-12500
COCTS	CNSA (China)	HaiYang-1 (China)	Launch 05/15/02	1100	10	402-12500
CZI	CNSA (China)	HaiYang-1 (China)	05/15/02-10/25/03	250	4	420-890
GLI	NASDA (Japan)	ADEOS-II (Japan)	12/14/02-10/25/03	250/1000	36	375-12500
Polder-2	CNES (France)	ADEOS-II (Japan)	12/14/02-10/25/03	6000	9	443-910

Tabla 2.2: Sistemas de teledetección por satélite utilizados para medir el color del océano.

Adaptado de Jensen, (2014).

2.8.2 Clorofila en aguas costeras y continentales

Para cuerpos de agua continentales y cercanos a la costa, a menudo es difícil separar la información sobre los pigmentos de fitoplancton en los datos del sensor remoto de los efectos de los materiales inorgánicos en suspensión o la materia orgánica disuelta (DOM). Esto

normalmente requiere el uso de técnicas sofisticadas de corrección atmosférica aplicadas a los datos del sensor remoto (*e. g.*, Ramsey *et al.* 1992) y una metodología compleja de extracción de múltiples componentes (*e. g.*, Bukata *et al.* 1995). Por ejemplo, Karaska *et al.* (2004) documentaron el uso de datos hiperspectrales del espectrómetro de imágenes infrarrojas / visibles en el aire (AVIRIS) para mapear la clorofila-a en el agua costera y estuarina del Caso 2 asociada con el río Neuse en Carolina del Norte.

2.9 Material orgánico disuelto

La luz del sol penetra en la columna de agua a una cierta profundidad fótica (la distancia vertical desde la superficie del agua hasta el nivel de irradiancia del 1 % del subsuelo). El fitoplancton dentro de la profundidad fótica de la columna de agua consume nutrientes y los convierte en materia orgánica a través de la fotosíntesis. A esto se le llama producción primaria. El zooplancton se come el fitoplancton y crea materia orgánica. El bacterioplancton descompone esta materia orgánica. Toda esta conversión introduce materia orgánica disuelta (DOM) en masas de agua oceánicas, cercanas a la costa e interiores. En ciertos casos, puede haber suficiente materia orgánica disuelta en el agua para reducir la penetración de luz en la columna de agua (Bukata *et al.* 1995). La descomposición de las células de fitoplancton produce carbono, compuestos de dióxido, nitrógeno inorgánico, azufre y fósforo. Cuanto más productivo es el fitoplancton, mayor la liberación de materia orgánica disuelta. Además, húmicos pueden producirse sustancias. Estos a menudo tienen un amarillo apariencia y representan un agente colorante importante en la columna de agua, que puede ser necesario tener en cuenta. Estas sustancias húmicas disueltas se denominan sustancia amarilla o *Gelbstoffe* y pueden (1) afectar la absorción y dispersión de la luz en la columna de agua y (2) cambiar el color del agua. Hay otras fuentes de materia orgánica disuelta además de fitoplancton. Por ejemplo, el color

amarillo pardusco del agua en muchos ríos del norte de los Estados Unidos se debe a las altas concentraciones de tanino de la cicuta del este (*Tsuga canadensis*) y de varias otras especies de árboles y plantas que crecen en los pantanos de estas áreas (Hoffer, 1978).

Sensor y algoritmo	algoritmo	Referencias
SeaWiFS OC2v4 SeaDAS 4.3 chl_oc2	$C_a = a_4 + 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3)}$ where $R = \log_{10} \left[\frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)} \right]$ where $a = [0.319, -2.336, 0.879, -0.135, -0.071]$	O'Reilly et al., 2000
SeaWiFS OC4v4 SeaDAS4.3 chl_oc4 chlora	$C_a = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3 + a_4 R^4)}$ where $R = \log_{10} \left[\frac{\max[R_{rs}(443), R_{rs}(490), R_{rs}(510)]}{R_{rs}(555)} \right]$ $a = [0.366, -3.067, 1.930, 0.649, -1.532]$	O'Reilly et al., 2000
MODIS DAAC-V4 Chlor_a_2 (based on SeaWiFS OC4 algorithm with modified bands)	$C_a = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3 + a_4 R^4)}$ where $R = \log_{10}[\max(r_{25}, r_{35})]$ and $r_{25} = \frac{L(443)}{L(551)} \text{ and } r_{35} = \frac{L(448)}{L(551)}$ where $a = [0.283, -2.753, 1.457, 0.659, -1.403]$	O'Reilly et al., 2000; Morel and Antoine, 2000; Darecki and Stramski, 2004; Pinkerton et al., 2005
MODIS DAAC-V4 chlora_MODIS	$C_a = 10^{0.07 \left[\frac{L_{wn}(443)}{L_{wn}(550)} \right]^{-1.40}}$	Clark, 1997; Pinkerton et al., 2005
MODIS DAAC-V4 Chlor_a_3 (for Case 1 and Case 2 waters)	$C_a = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2)}$ where $R = \log_{10} \frac{L(448)}{L(551)}$. $a = [0.289, -3.2, 1.2]$	Darecki and Stramski, 2004; Carder et al., 2002

Tabla 2.3: Algoritmos operacionales de relación de bandas seleccionados para la abundancia de fitoplancton mediante teledetección. Adaptado de Jensen, (2014).

CAPÍTULO 3: Área de estudio y Datos

3.1. Área de estudio

La región de surgencia costera de Perú pertenece a los cuatro principales sistemas de afloramiento del límite oriental y, por lo tanto, muestra una producción biológica general muy alta. El afloramiento es alimentado por aguas ricas en nutrientes / empobrecidas en oxígeno de la corriente subsuperficiales Perú-Chile que fluye hacia los polos (Stramma *et al.* 2013).

El mar peruano es un sistema de corriente de afloramiento compuesto por flujos superficiales hacia el ecuador y flujos subsuperficiales hacia el polo (Figura 3.1). La nomenclatura de este esquema de circulación oceánica es la siguiente (ver Tabla 3.1) (Chaigneau *et al.* 2013).

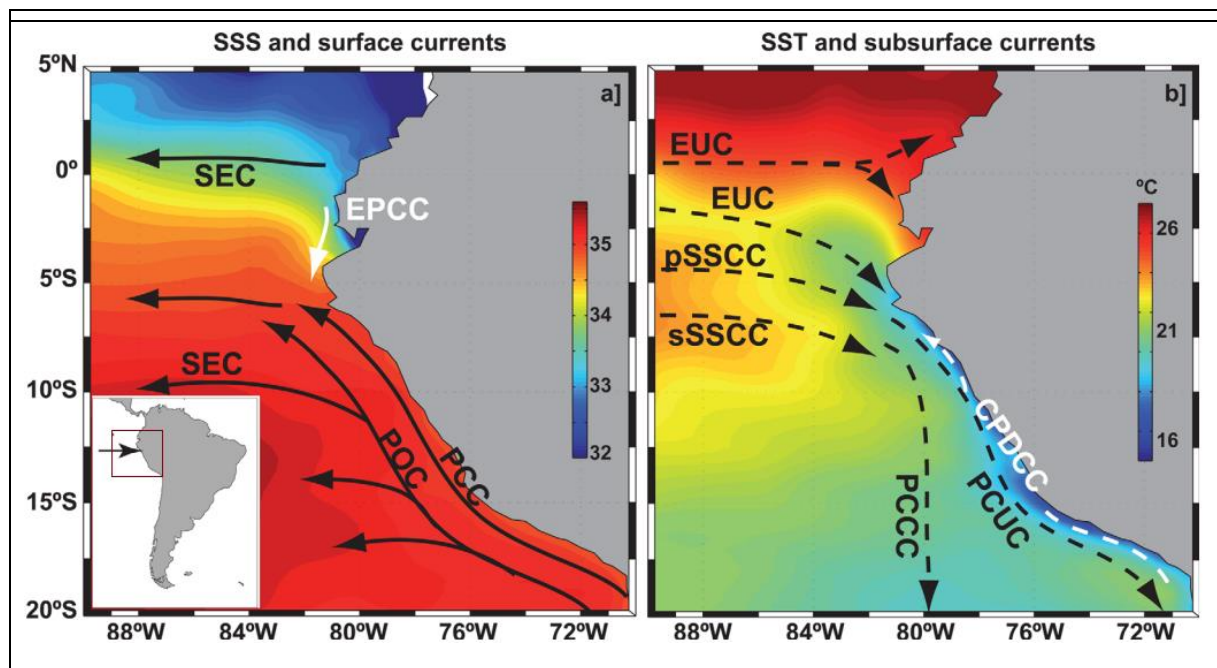


Figura 3.1. Mapa del sistema de flujos superficiales y subsuperficiales correspondientes al mar peruano. Adaptado de Chaigneau *et al.* (2013).

Corrientes superficiales	Corrientes subsuperficiales
SEC: Corriente Ecuatorial Sur	EUC: Subcorriente ecuatorial
EPCC: Corriente Costera Ecuador Perú	pSSCC: primario (rama norte) Contracorriente subsuperficial meridional
POC: Corriente Oceánica de Perú	sSSCC: contracorriente subsuperficial meridional secundaria (rama sur)
PCC: Corriente Costera del Perú	PCCC: Contracorriente Perú-Chile
	PCUC: Subcorriente Perú-Chile
	CPDCC: Corriente Costera Profunda Chile-Perú

Tabla 3.1. Nomenclatura de los flujos superficiales y subsuperficiales correspondientes al mar peruano: Fuente: Chaigneau *et al.* (2013).

3.2. Datos utilizados

MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) es un instrumento a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM). La órbita de Terra alrededor de la Tierra está programada para que pase de norte a sur a través del ecuador por la mañana, mientras que Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador por la tarde. Terra MODIS y Aqua MODIS ven toda la superficie de la Tierra cada 2 días, adquiriendo datos en 36 bandas espectrales (consulte las Especificaciones técnicas de MODIS (<https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>)). Estos datos mejoran nuestra comprensión de la dinámica y los procesos globales que ocurren en la tierra, en los océanos y en la atmósfera inferior. MODIS juega un papel vital en el desarrollo de modelos de sistemas terrestres interactivos, globales y validados, capaces de predecir el cambio global con la suficiente precisión como para ayudar a los responsables políticos a tomar decisiones acertadas con respecto a la protección de nuestro medio ambiente (NASA, 2018).

TMI operaba en el satélite TRMM. Se utilizaron dos objetivos de calibración externos (uno frío y otro caliente) para mantener la coherencia en las mediciones a lo largo del tiempo. Después de un período de verificación posterior al lanzamiento, los datos comenzaron el 7 de diciembre de 1997 y finalizaron el 8 de abril cuando se apagó el instrumento. TRMM experimentó un impulso orbital en agosto de 2001 con el fin de aumentar la vida útil del satélite y los instrumentos. Este aumento de altitud (de 350 km a 400 km) permitió muchos años más de funcionamiento. Sin embargo, a partir de mediados de 2014, la órbita del TRMM comenzó

a declinar porque no quedaba suficiente combustible para mantener la órbita. RSS continuó el procesamiento de datos de rutina hasta el 6 de abril de 2015, justo antes de que se cerrara el satélite TRMM el 8 de abril de 2015. Para obtener una descripción detallada de TRMM (Wentz *et al.* 2015), consulte el siguiente Portal Web: <http://www.remss.com/missions/tmi/>.

Con respecto al campo de VVS es Similar a AMSR-E, AMSR2 y WindSat, se proporcionan dos velocidades de viento en la superficie para TMI. La primera es una velocidad del viento en la superficie derivada principalmente del canal de 11 GHz y superior (nos referimos a esto como el producto eólico de baja frecuencia, WSPD-LF). La segunda recuperación de la velocidad del viento en la superficie se basa en mediciones realizadas por los canales de 37 GHz y superiores, como las disponibles para SSM / I (nos referimos a esto como el producto eólico de frecuencia media, WSPD-MF). Encontramos que estos dos productos eólicos son muy similares con algunas pequeñas diferencias cerca de la lluvia y la tierra (Wentz *et al.* 2015).

Se hace uso de datos satelitales, para describir los campos de Clorofila (Chl-a), temperatura superficial del mar (TSM) y velocidad del viento superficial (VVS). Para lo cual se descargó datos imágenes producto de TSM y Chl-a del MODIS/AQUA mensual del nivel L3 a resolución espacial de 4x4 km del portal web de la NASA (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) para el periodo de 11 años (2003-2013), de manera similar para la VVS del TMI/TRMM datos mensual del nivel L3 a resolución espacial de 0.25° x 0.25° del portal web (<http://www.remss.com/missions/tmi/>) para el mismo periodo.

Para el procesamiento de datos se usó el software ENVI y programación en MATLAB. Se realizó una subdivisión regional del área de estudio en tres zonas, costa norte, costa centro y costa sur frente al litoral peruano.

CAPÍTULO 4: Resultados

En este capítulo se presenta los resultados del procesamiento de los datos imágenes mensuales de Clorofila-a (Chl-a), temperatura superficial del mar (TSM) y velocidad del viento superficial (VVS), donde el enfoque es dado a las condiciones normales o medias de estos parámetros, así como el análisis de su distribución espacial y temporal.

4.1. Obtención del ciclo anual de Chl-a y TSM

En las Figuras 4.1 y 4.2 se muestra los mapas promedio en los que se toman los valores de cada mes considerando todos los años disponibles (11 años), en general muestra la distribución espacial de Chl-a y TSM .

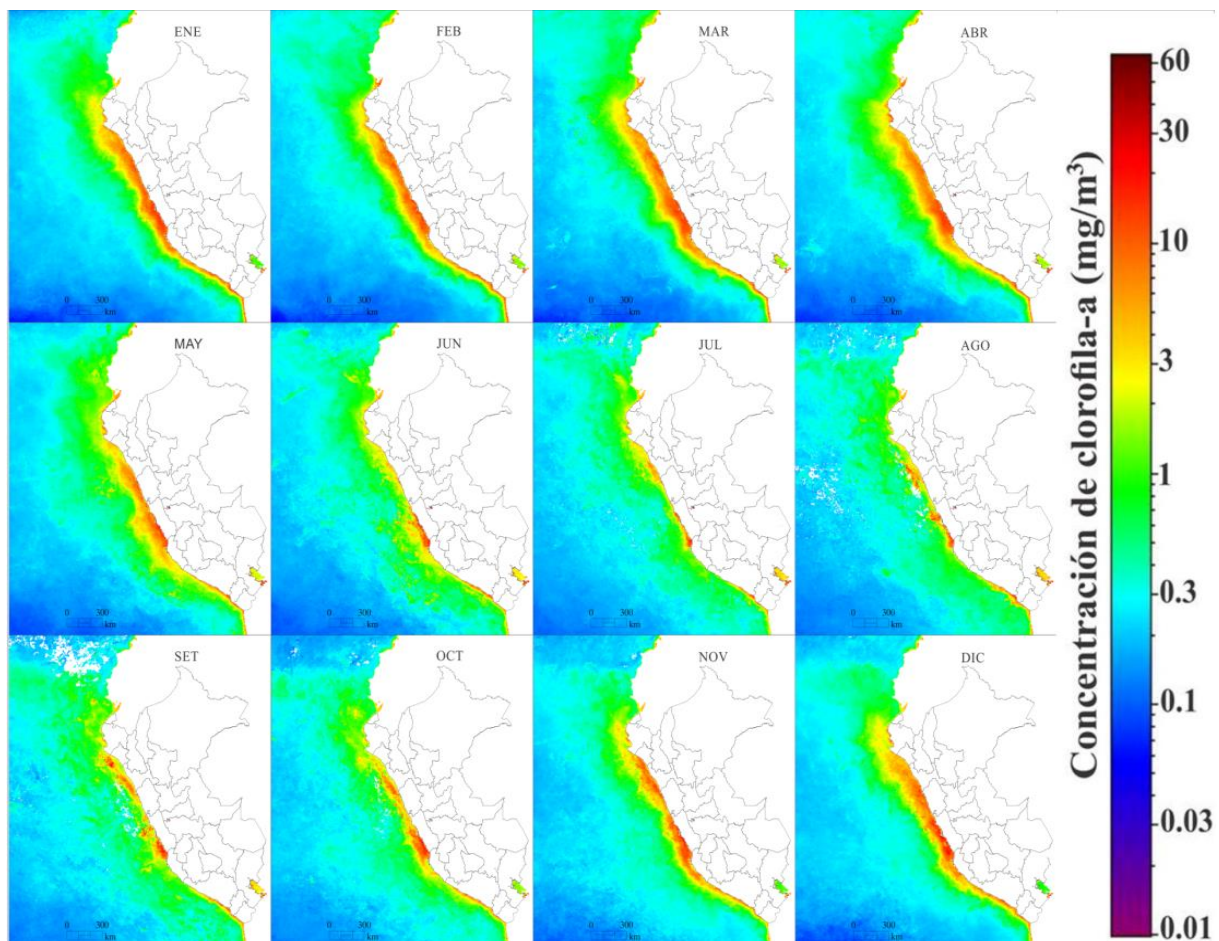


Figura 4.1. Ciclo anual de Chl-a para el periodo 2003-2013.

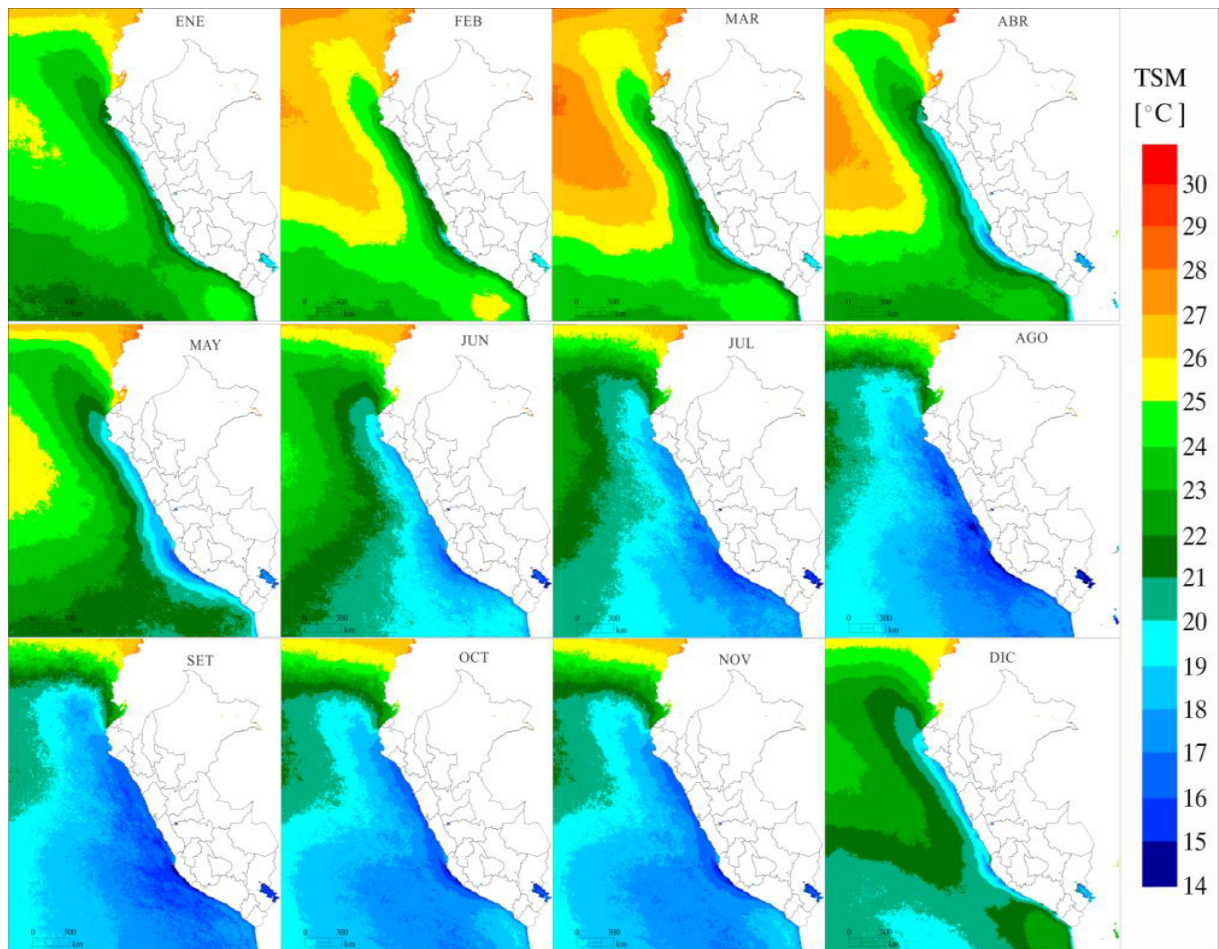


Figura 4.2. Ciclo anual de TSM para el periodo 2003-2013..

4.2. Ciclo estacional de Chl-a y TSM

En las Figuras 4.3 y 4.4 se presentan los mapas estacionales promedios de Chl-a, observando la propagación espacial de los parámetros Chl-a y TSM de acuerdo con las estaciones del año: Verano (Dic-Ene-Feb), Otoño (Mar-Abr-May), Invierno (Jun-Jul-Ago) y Primavera (Set-Oct-Nov).

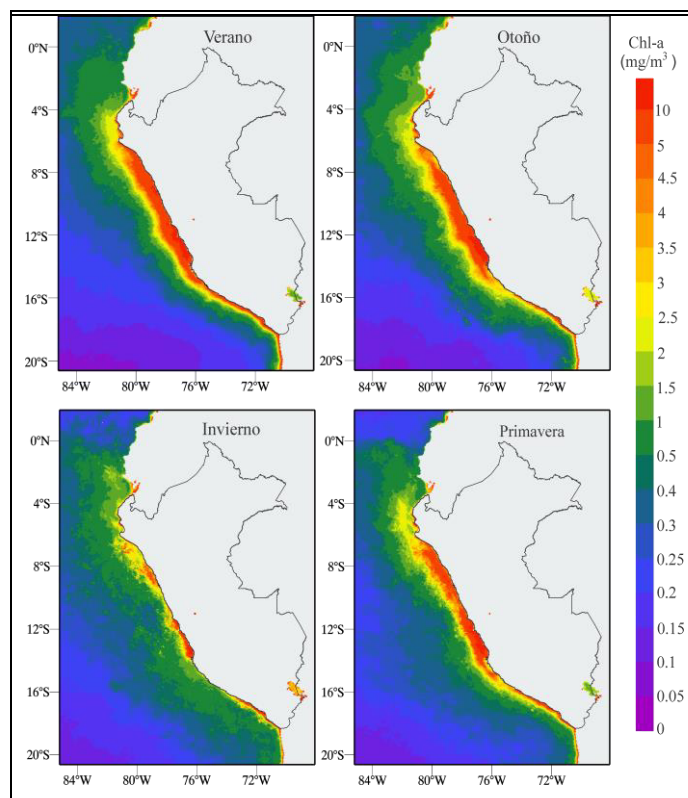


Figura 4.3. Ciclo estacional de Chl-a para el periodo 2003-2013.

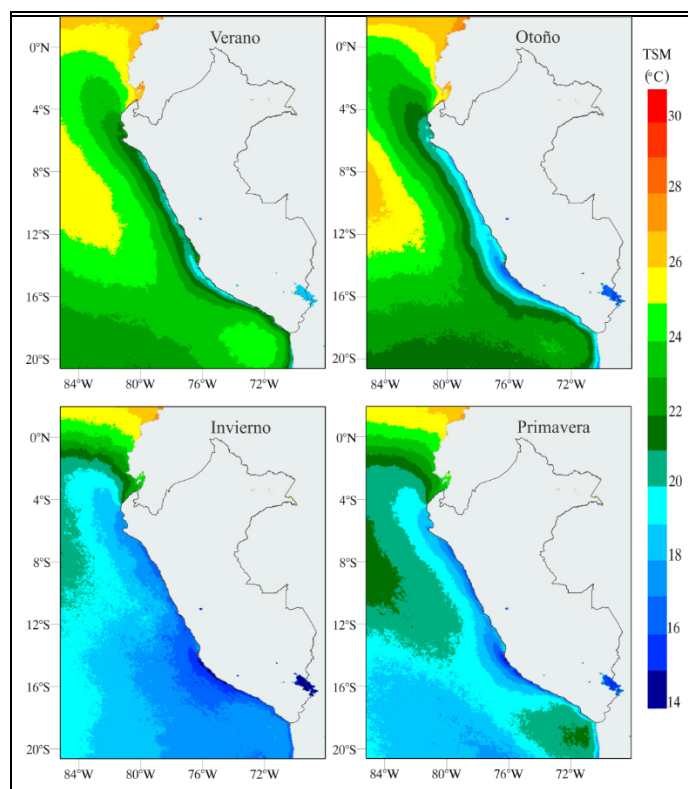


Figura 4.4. Ciclo estacional de TSM para el periodo 2003-2013.

4.3. Climatología de Chl-a y TSM

En las Figuras 4.5 se muestran las imágenes promedio de distribución espacial de Chl-a y TSM (Latitud 3 S-20 S y Longitud 70 W-90 W) provenientes de MODIS-AQUA correspondiente para el tiempo de estudio. El mapa de la desviación estándar muestra las variaciones de Chl-a y TSM respecto al promedio, mostrando zonas altamente variables.

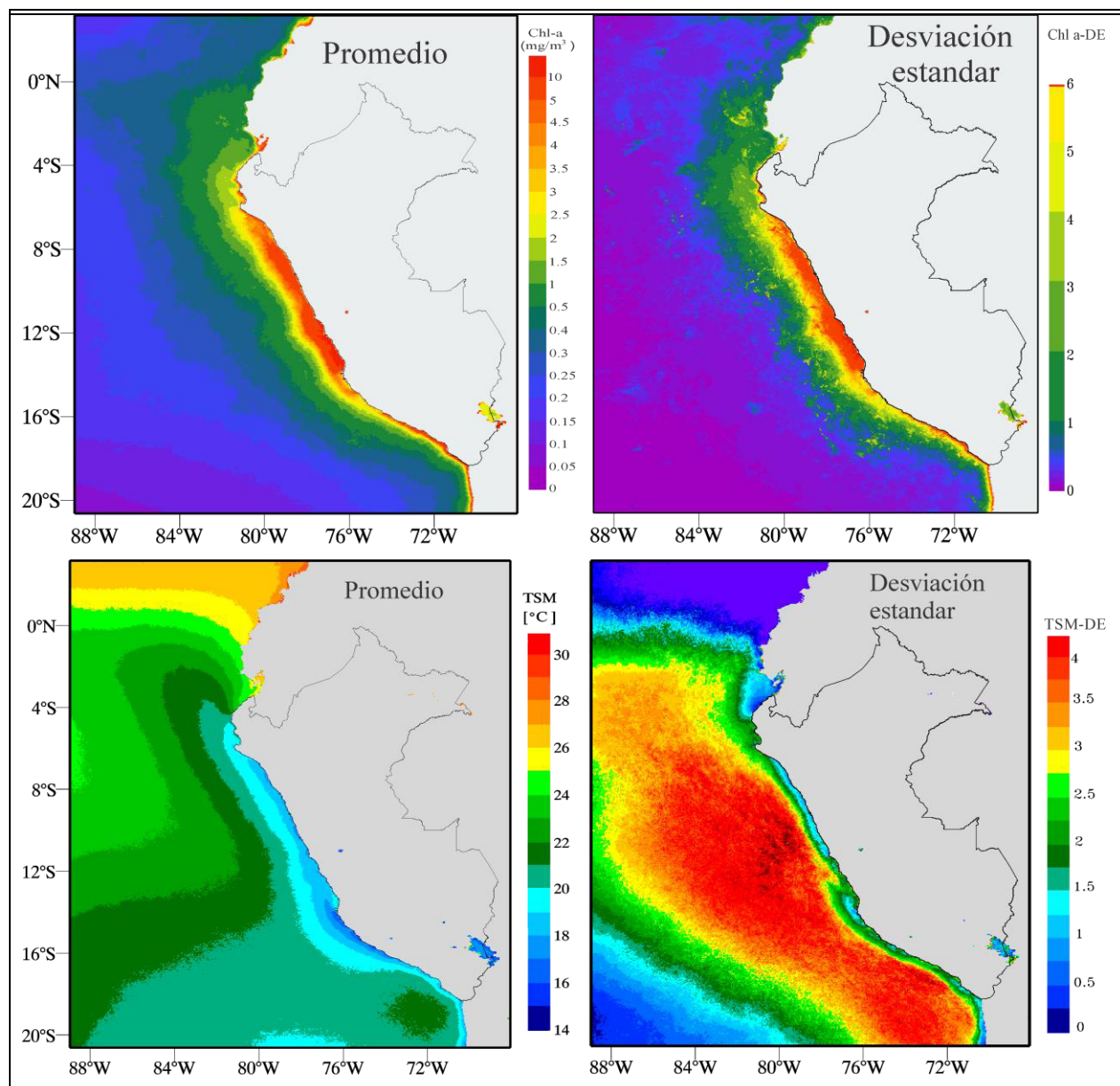


Figura 4.5. Climatología de Chl-a y TSM para el periodo 2003-2013.

4.4. Series de tiempo de Chl-a, TSM y VVS

Se considera dos casos, el primero para un área grande y el segundo para tres zonas.

4.4.1 Series de tiempo para un área grande

En la Figura 4.7 se muestra las series de tiempo de datos mensuales de Chl-a, TSM, VVS Sobre los (2°S - 20°S de latitud y 86°W - 70°W de longitud) (Figura 4.6) para un periodo de 11 años. En la figura 4.7 se ha usado un filtro pasa bajo atenuando las frecuencias anuales (Ver Anexo 1).

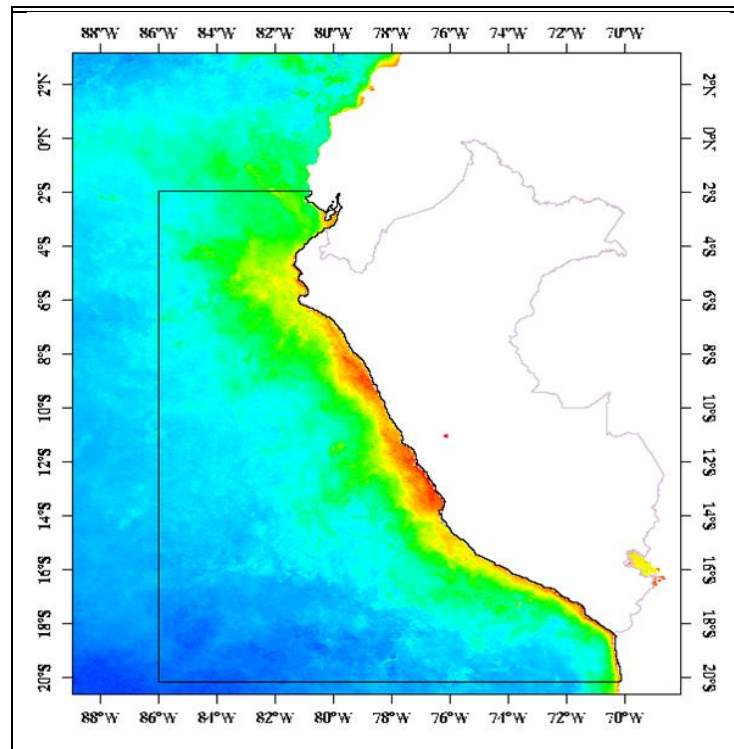


Figura 4.6. Área grande considerada para generar las series de tiempo.

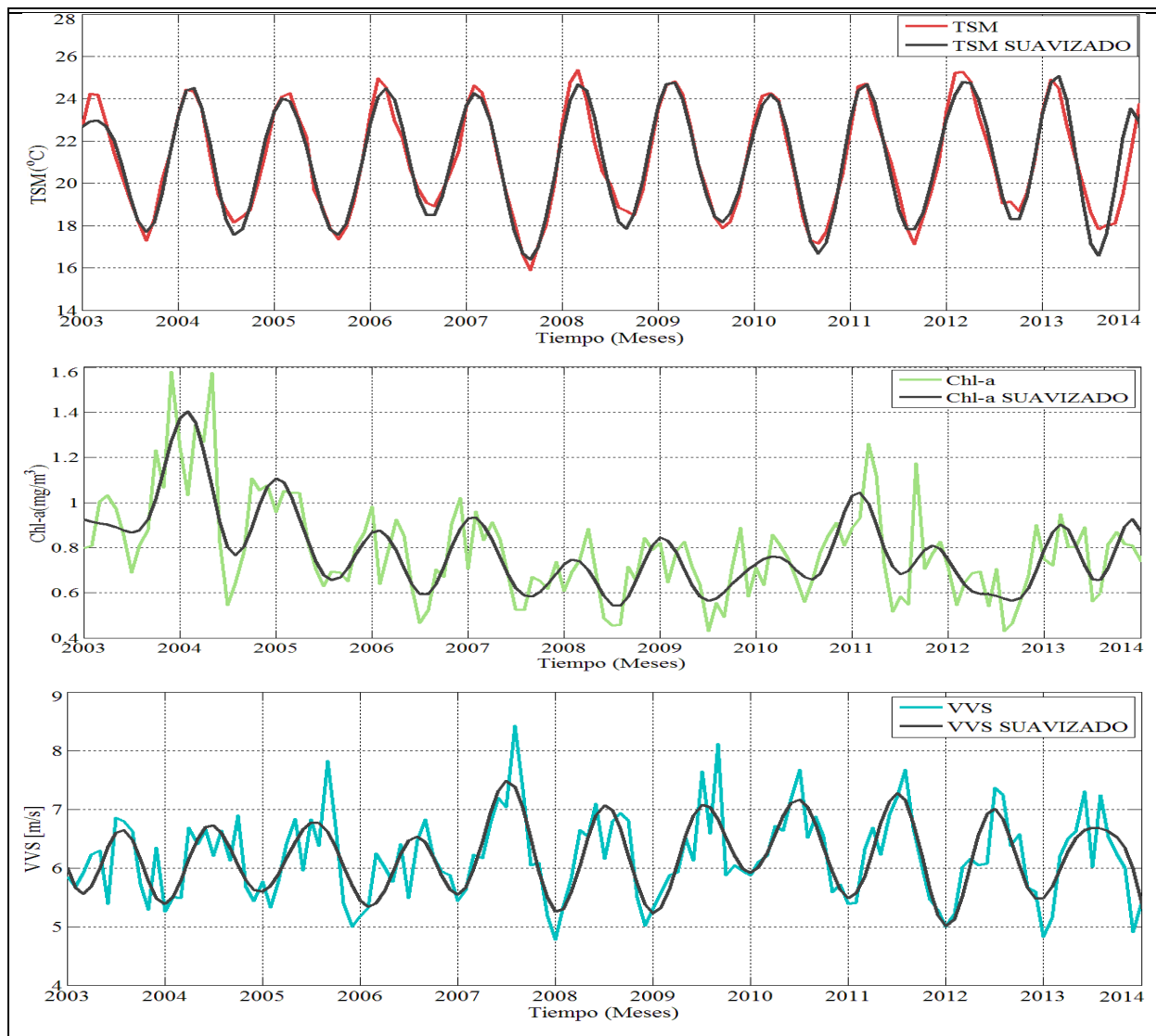


Figura 4.7. Series de tiempo de Ch-a, TSM y VVS para un área grande en el periodo 2003-2013.

En la Figura 4.8 se presenta las series de tiempo del ciclo anual para los parámetros Ch-a, TSM y VVS (Latitud 3 S-20 S y Longitud 70 W-90 W) en el cual los puntos representan el valor promedio y la línea vertical su desviación estándar.

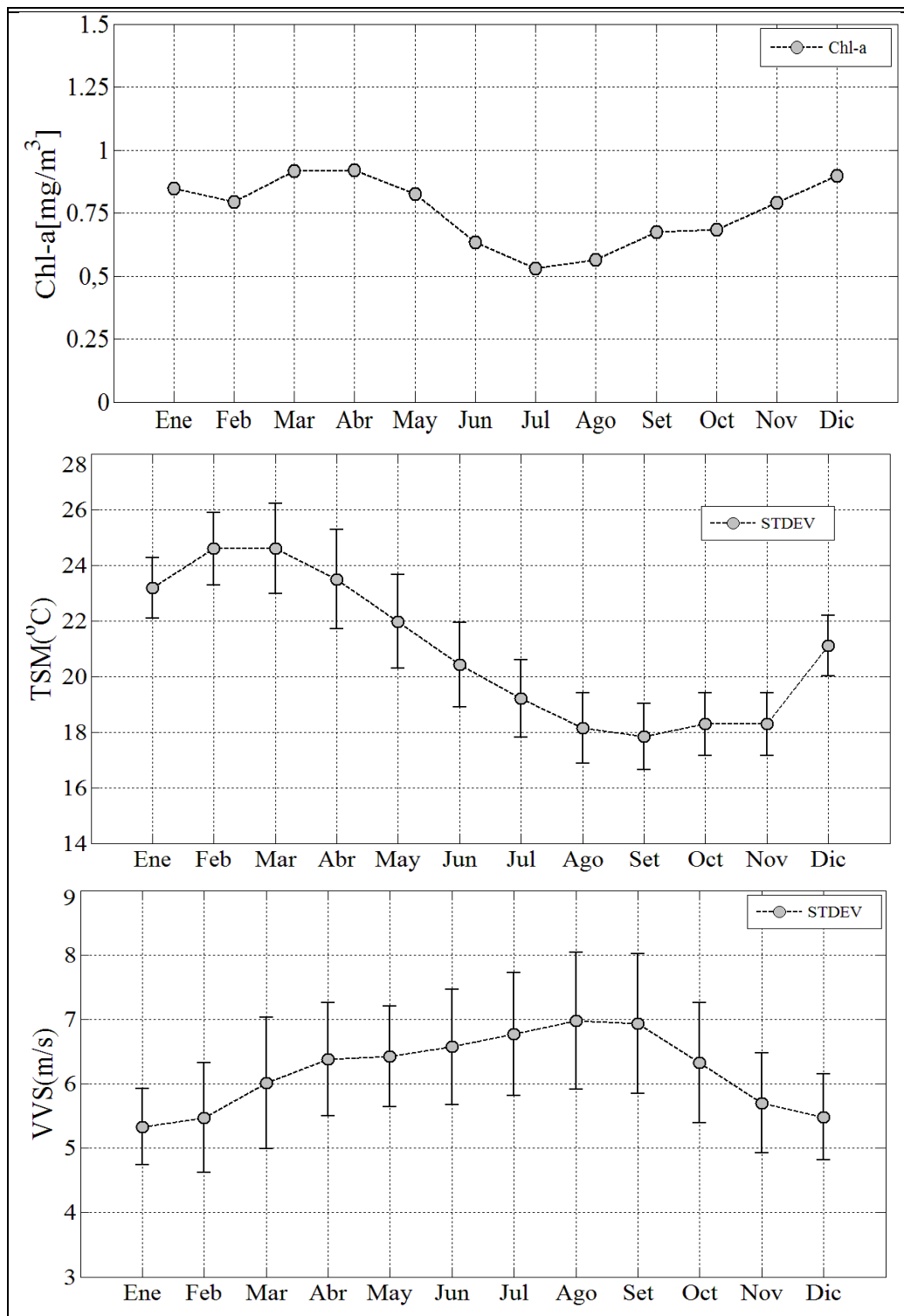


Figura 4.8. Series de tiempo del ciclo anual de Chl-a, TSM y VVS para el periodo 2003-2013.

4.4.2. Series de tiempo en tres zonas

En la Figura 4.9 se muestra las divisiones para el mar peruano, se ha considerado tres zonas:

- Norte ($3^{\circ}\text{S} - 7^{\circ}\text{S}$ y $83^{\circ}\text{W} - 79^{\circ}\text{W}$).
- Centro ($7^{\circ}\text{S} - 14^{\circ}\text{S}$ y $82^{\circ}\text{W} - 76^{\circ}\text{W}$).
- Sur ($14^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$ y $78^{\circ}\text{W} - 70^{\circ}\text{W}$).

En la Figura 4.10 se presenta las series de tiempo de los datos mensuales de Chl-a, TSM y VVS sobre las tres zonas para un periodo de 11 años.

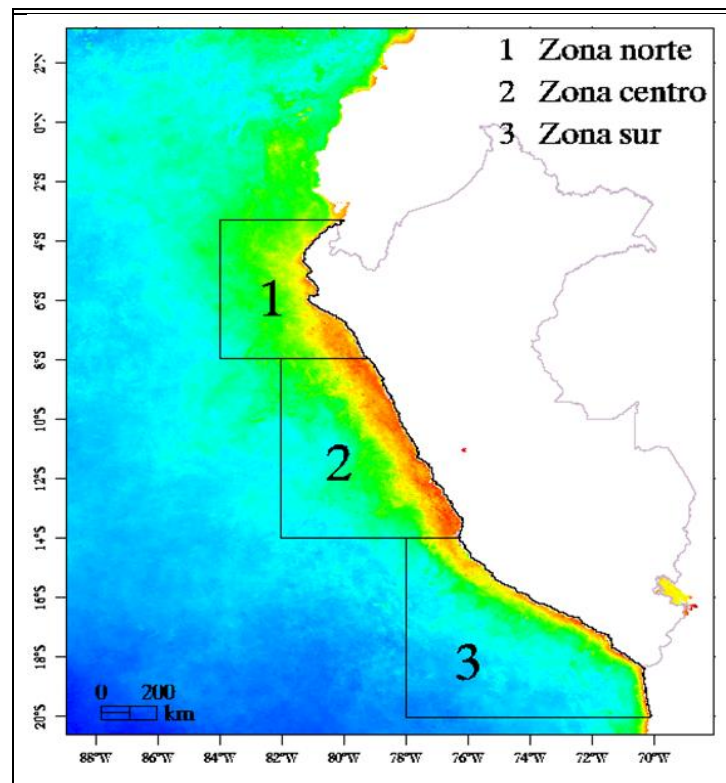


Figura 4.9. Divisiones del mar peruano en tres zonas.

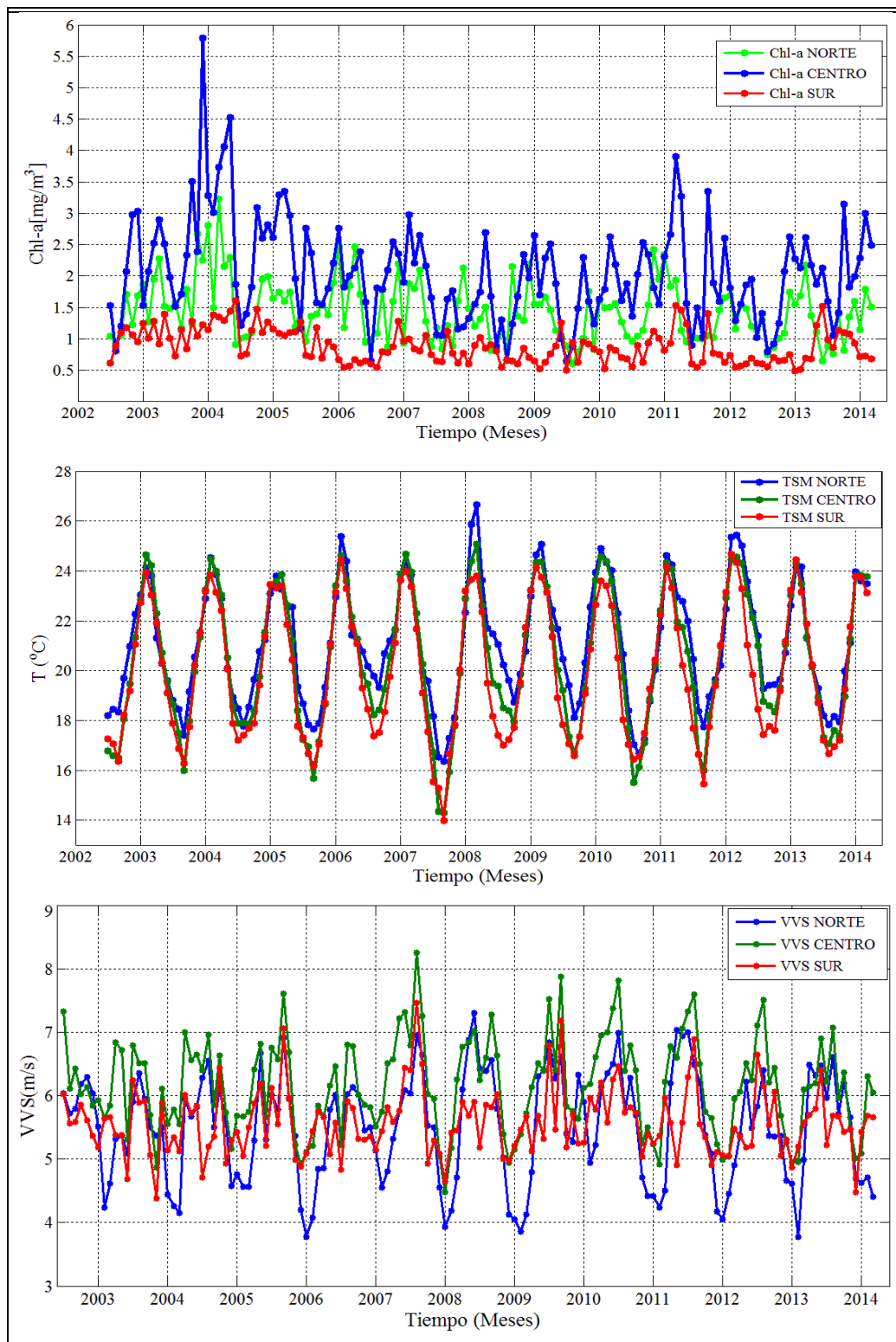


Figura 4.10. Series de tiempo de Chl-a, TSM y VVS para tres zonas en el periodo 2003-2013.

4.4.3 Ciclo anual para un área costera de 0 a 250 km

En la Figura 4.11 se muestra el área considera a 250 km de la costa del litoral peruano de (5°S - 15°S) aproximadamente entre el puerto de Paíta (Piura) y el puerto de San Juan (Ica)

En la Figura 4.11 se muestra el ciclo estacional de la concentración de Chl-a (mg/m^3) y TSM($^{\circ}\text{C}$) y VVS (m/s) para el área a 250 km de la costa del litoral peruano de (5° S - 15° S) en el periodo 2002 a 2014.

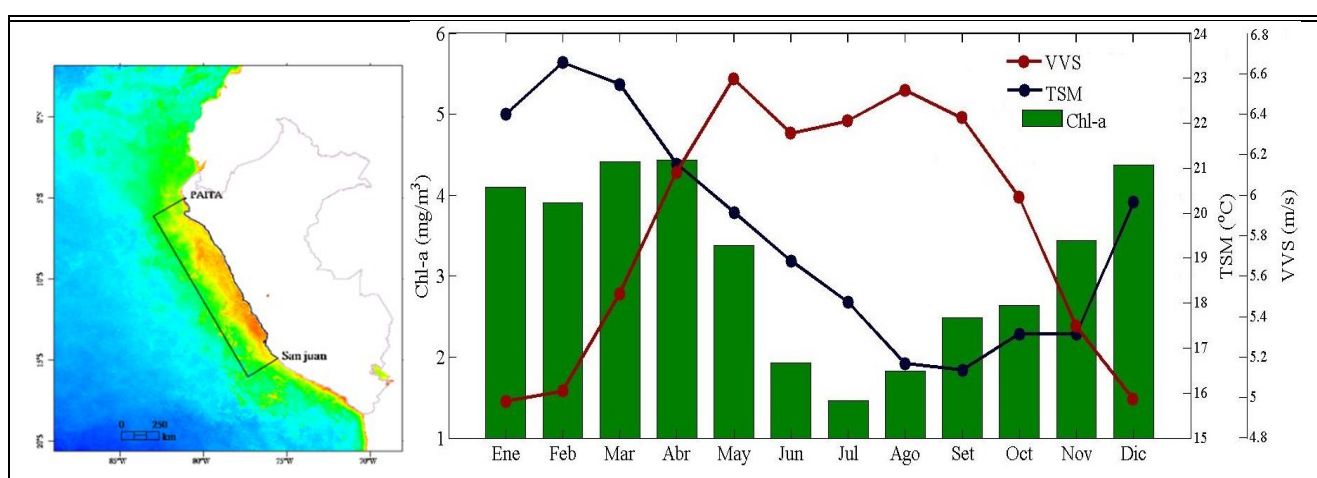


Figura 4.11. Ciclo estacional de Chl-a, TSM y VVS, para área costera de 0 a 250 km.

CAPÍTULO 5: Conclusiones

5.1 Conclusiones

- Los ciclos estacionales de los promedios mensuales de TSM para estas zonas mostraron que el periodo de enero a abril fue más cálido en la zona costera que en la región oceánica adyacente, y viceversa en el periodo de mayo a agosto.
- Las altas densidades de Ch-a se encuentran intensamente asociadas a la disposición de aguas costeras frías. Se observa que existen desemejanza en el ciclo estacional de Ch-a distinguiéndose dos ciclos verano-otoño con acumulaciones altas de Chl-a, aminorando en el periodo de invierno-primavera.
- Los vientos son potentes en el invierno y tenues en el verano con velocidades en promedio de 5 m/s. Estos resultados se explican en términos de la actividad térmica en la región oceánica adyacente y del enfriamiento invernal de la superficie en la zona costera principalmente en la zona sur.

Referencias

- Albert A., Echevin V., Lévy M., Aumont O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system, *Journal of Geophysical Research: Oceans* / Volume 115, <https://doi.org/10.1029/2010JC006569>
- Binding, C. E., Bowers, D. G. and E. G. Mitchelson-Jacob, (2005), “Estimating Suspended Sediment Concentrations from Ocean Colour Measurements in Moderately Turbid Waters: The Impact of Variable Particle scattering Properties,” *Remote Sensing of Environment*, 94:373–383.
- Brewin, R., Mélin, F., Sathyendranath, S., Steinmetz, F., Chuprin, A., Grant, M., (2014). On the temporal consistency of chlorophyll products derived from three ocean-colour sensors. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 97, 171–184.
- Bukata, R. P., J. H. Jerome, K. Y. Kondratyev and D. V. Pozdnyakov, (1995), *Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters*, NY: CRC, 362 p.
- Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z., Hawes, S. K. and J. P. Cannizzaro, (2002), MODIS Ocean Science Team Algorithm Theoretical Basis Document, Case 2 Chlorophyll a, MODIS Algorithm Theoretical Basis Doc. 19, Ver. 7, Greenbelt: NASA GSFC, http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod19.pdf.
- Chaigneau, A., Domínguez, N., Eldin, G., Vásquez, L., Flores, R., Grados, C., & Echevin, V. (2013). Near – coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. DOI: 10.1002/jgrc.20328
- Darecki, M. and D. Stramski, (2004), “An Evaluation of MODIS and SeaWiFS Bio-optical Algorithms in the Baltic Sea,” *Remote Sensing of Environment*, 89:326–350.
- Doxaran, D., Froidefond, J. M., Lavender, S. and P. Castaing, (2002), “Spectral Signature of Highly Turbid Waters: Application with SPOT Data to Quantify Suspended Particulate Matter Concentrations,” *Remote Sensing of Environment*, 81:149–161.
- Echevin V., Aumont O., Ledesma J., Flores G. (2008), The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study, *Progress in Oceanography*, Volume 79, Issues 2–4, Pages 167-176, ISSN 0079-6611, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.026>.
- Falkowski, P. G., M. J. Behrenfeld, W. E. Esaias, W. Balch, J. W. Campbell, R. L. Iverson, D. A. Kiefer, A. Morel and J. A. Yoder, (1998), *Satellite Primary Productivity Data and*

- Algorithm Development: A Science Plan for Mission to Planet Earth, Greenbelt: NASA Goddard Space Flight Center, 42:36 p.
- Flores R., M. Espino, G. Luque & J. Quispe. (2013). Patrones de variabilidad ambiental en el mar peruano. En: Csirke J., R. Guevara-Carrasco & M. Espino (Eds.). Ecología, pesquería y conservación del jurel (*Trachurus murphyi*) en el Perú. Rev. peru. biol. número especial 20(1): 021 – 028 (Septiembre 2013)
- Gregg, W. W. and N. W. Casey, (2004), “Global and Regional Evaluation of the SeaWiFS Chlorophyll Data Set,” Remote Sensing of Environment, 93:463–479.
- Gitelson, A. A., (1992), “The Peak Near 700 nm on Radiance Spectra of Algae and Water: Relationships of its Magnitude and Position with Chlorophyll Concentration, Intl. Journal of Remote Sensing, 13:3367–3373.
- Gordon, H. R., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans and W. W. Broenkow, (1983), “Phytoplankton Pigment Concentrations in the Middle Atlantic Bight: Comparison of Ship Determinations and CZCS Estimates,” Applied Optics, 22:20–36.
- Han, L., (1997), “Spectral Reflectance with Varying Suspended Sediment Concentrations in Clear and Algae-Laden Waters,” Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 63(6):701–705.
- Han, L. and D. C. Rundquist, (1994), “The Response of Both Surface Reflectance and the Underwater Light Field to Various Levels of Suspended Sediments: Preliminary Results,” Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 60:1463–1471.
- Han, L. and D. C. Rundquist, (1997), “Comparison of NIR/RED Ratio and First Derivative of Reflectance in Estimating AlgalChlorophyll Concentration: A Case Study in a Turbid Reservoir,” Remote Sensing of Environment, 62:253–261.
- Han, L. and D. C. Rundquist, (1998), “The Impact of a Windroughened Water Surface on Remote Measurements of Turbidity,” Intl. Journal of Remote Sensing, 19(1):195–201.
- Hoffer, R., (1978), “Spectral Characteristics of Water and Snow,” Remote Sensing: The Quantitative Approach, P. Swain and S. Davis (Eds.), NY: McGraw Hill.
- OCCG, (2007). Ocean-colour data merging. In: Reports of the International Ocean-colour Coordinating Group, No. 6. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, (2009). Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-colour Radiometry. Reports of the International Ocean-colour Coordinating Group, No. 9,

- Islam, A., Gao, J., Ahmad, W., Neil, D. and P. Bell, (2004), "A Composite DOP Approach to Excluding Bottom Reflectance in Mapping Water Parameters of Shallow Coastal Zones from TM Imagery," *Remote Sensing of Environment*, 92:40–51.
- Jensen, J. R., Kjerfve, B. K., Ramsey III, E. W., Magill, K. E., Medeiros, C. and J. E. Sneed, J. E., 1989, "Remote Sensing and Numerical Modelling of Suspended Sediment in Laguna de Terminos, Campeche, Mexico," *Remote Sensing of Environment*, 28:33–44.
- Jensen, J. R., (2014). *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*, Pearson New International Edition, Second Edition, 619 pp.
- Karaska, M. A., Huguenin, R. L., Beacham, J. L., Wang, M., Jensen, J. R. and R. S. Laufmann, 2004, "AVIRIS Measurements of Chlorophyll, Suspended Minerals, Dissolved Organic Carbon, and Turbidity in the Neuse River, NC," *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 70(1):125–133.
- Legleiter, C. J. and D. A. Roberts, (2005), "Effects of Channel Morphology and Sensor Spatial Resolution on Image-derived Depth Estimates," *Remote Sensing of Environment*, 95:231–247.
- Lodhi, M. A., D. C. Rundquist, L. Han and M. S. Juzila, (1997), "The Potential for Remote Sensing of Loess Soils Suspended in Surface Waters," *Journal of the American Water Resources Association*, 33(1):111–127.
- Maritorena, S. and D. A. Siegel, (2005), "Consistent Merging of Satellite Ocean Color Data Sets Using A Bio-optical Model," *Remote Sensing of Environment*, 94:429–440.
- Markham, B. L. and J. C. Barker, 1986, "Landsat MSS and TM Post-Calibration Dynamic Ranges, Exoatmospheric Reflectance and at Satellite Temperature," *Landsat Technical Notes*, 1:3–8.
- Miller, R. L. and B. A. McKee, (2004), "Using MODIS Terra 250 m Imagery to Map Concentrations of Total Suspended Matter in Coastal Waters," *Remote Sensing of Environment*, 93:259–266.
- Mobley, C., Werdell, J., Franz, B., Ahmad, Z., Bailey, S., (2016). Atmospheric correction for satellite ocean color radiometry. In: NASA Tech. Memo, NASA/TM-2016-217551, pp. 85.
- MODIS, 2006, MODIS Home Page, Greenbelt: NASA Goddard Space Flight Center, <http://modis.gsfc.nasa.gov/>.
- Mumby, P. J., E. P. Green, A. J. Edwards and C. D. Clark, (1997), "Coral Reef Habitat-mapping: How Much Detail can Remote Sensing Provide?" *Marine Biology*, 130:193–202.

- Mustard, J. F., Staid, M. I. and W. J. Fripp, (2001), “A semianalytical Approach to the Calibration of AVIRIS Data to Reflectance Over Water Application in a Temperate Estuary,” *Remote Sensing of Environment*, 75:335–349.
- NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Chlorophyll Data; (2018) Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: data/10.5067/AQUA/MODIS/L3B/CHL/2018. Accessed on 12/31/2020.
- NRC, (2011). *Assessing Requirements for Sustained Ocean Color Research and Operations*. National Academies Press.
- O'Reilly, J.E., (2017). *Status and Trends in Primary Productivity and Chlorophyll From 1996 to 2014 in Large Marine Ecosystems and the Western Pacific Warm Pool, Based on Data from Satellite Ocean Colour Sensors*. Intergovernmental Oceanographic Commission Technical Series 120 UNESCO, Paris (130 pp.).
- O'Reilly, J. E. and 21 co-authors, (2000), “Ocean Color Chlorophyll Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4,” in S. B. Hooker and E. R. Firestone (Eds.), *SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3*, NASA Technical Memorandum, 2000-206892, Greenbelt: GSFC, 11:9–27.
- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Mitchell, G., Siegel, D., Carder, K., Garver, S., Kahru, M., McClain, C.R., (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.* 103, 24937–24953.
- Pasqualini, V., C. Pergent-Martine, C. Fernandez and G. Pergent, (1997), “The Use of Airborne Remote Sensing for Benthic Cartography: Advantages and Reliability,” *Intl. Journal of Remote Sensing*, 18(5):1167–1177.
- Pinkerton, M. H., Richardson, K. M., Boyd, P. W., Gall, M. P., Zeldis, J. L., Oliver, M. D. and R. J. Murphy, (2005), “Intercomparison of Ocean Colour Band-ratio Algorithms for Chlorophyll Concentration in the Subtropical Front East of New Zealand,” *Remote Sensing of Environment*, 97:382–402.
- Ramsey, E. W., J. R. Jensen, H. E. Mackey and J. Gladden, (1992), “Remote Sensing of Water Quality in Active to Inactive Cooling Water Reservoirs,” *Intl. Journal of Remote Sensing*, 13(18):3465–3488.
- Rundquist, D. C., J. F. Schalles and J. S. Peake, (1995), “The Response of Volume Reflectance to Manipulated Algal Concentrations Above Bright and Dark Bottoms at Various Depths in an Experimental Pool,” *Geocarto Intl.*, 10:5–14.

- Rundquist, D. C., L. Han, J. F. Schalles and J. S. Peake, (1996), "Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the First Derivative of Reflectance Near 690 nm," *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 62(2):195–200.
- Siegel, D.A., Behrenfeld, M., Maritorena, S., McClain, C., Antoine, D., Bailey, S., Bontempi, P., Boss, E., Dierssen, H., Doney, S., Eplee, R., Evans, R., Feldman, G., Fields, E., Franz, B., Kuring, N., Mengelt, C., Nelson, N., Patt, F., Robinson, W., Sarmiento, J., Swan, C., Werdell, P., Westberry, T., Wilding, J., Yoder, J., (2013). Regional to global assessment of phytoplankton dynamics from the SeaWiFS mission. *Remote Sens. Environ.* 135, 77–91.
- Stramma L, Bange HW, Czeschel R, Lorenzo A, Frank M. (2013). On the role of mesoscale eddies for the biological productivity and biogeochemistry in the eastern tropical Pacific Ocean off Peru. *Biogeosciences* 10:7293–306
- Tang, D., Kawamura, H., Lee, M. and T. V. Dien, (2003), "Seasonal and Spatial Distribution of Chlorophyll a Concentrations and Water Conditions in the Gulf of Tonkin, South China Sea," *Remote Sensing of Environment*, 85:475–483.
- Wentz, F.J., C. Gentemann, K.A. Hilburn, (2015): Remote Sensing Systems TRMM TMI [indicate whether you used Daily, 3-Day, Weekly, or Monthly] Environmental Suite on 0.25 deg grid, Version 7.1, [indicate subset if used]. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. Available online at www.remss.com/missions/tmi. [Accessed 19 01 2020].
- Werdell, P.J., McKinna, L., Boss, E., Ackleson, S., Craig, S., Gregg, W., Lee, Z., Maritorena, S., Roesler, C., Rousseaux, C., Stramski, D., Sullivan, J., Twardowski, M., Tzortziou, M., Zhang, X., (2018). An overview of approaches and challenges for retrieving marine inherent optical properties from ocean color remote sensing. *Prog. Oceanogr.* 160, 186–212. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.01.001>.

Anexo 1

```
1 - close all; clc
2 - hw=load('data_mensual_de_SST.txt');
3 - t=1:length(hw);
4 - h1=hw;
5 - x=(t+5)/12 +2002;
6 - h=h1';
7 - prom=mean(h);
8 - h1=h-prom;
9 - dt=1;
10 - N=length(h);
11 - t=0:dt:(N-1)*dt;
12 - fn=1/(2*dt);
13 - df=1/(N*dt);
14 - f=0:N-1;
15 - f=f*df;
16 - f=f-fn;
17 - nf=length(f);
18 - trans=abs(fft(h)/N);
19 - trans=fftshift(trans);
20 - A=1.;
21 - nc=1000;
22 - n=-nc:1:nc;
23 - fc=0.08;
24 - c = A*(fc/fn)*sinc(n*fc/fn);
25 - for k = 1:length(f);
26 -     W(k)= sum( c.*cos(pi*n*f(k)/fn) );
27 - end
28 - ht=conv(h,c);
29 - h1is=wkeep(ht,N);
30 - plot(x,hw,x,h1is)
31
```